GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR
BAND 73 HÄFTE 2 N:o 465

Petrology of the Onsala Peninsula south of Gothenburg in Western Sweden

By
P. H. Lundegårdh

(With Pl. 1)

CONTENTS

Page
Introduction 161
Supra-crustal rocks 162
Greenstones 163
Gneisses 166
Infra-crustal rocks 170
Greenstones 170
Granites, gneiss-granites 176
Pegmatite, aplite, veined gneisses 186
Post-Archaean diabase 191
The evolution of the Onsala rocks 194
Literature cited 199

Introduction

The bed-rock of South-Western Sweden is essentially composed of gneisses and gneissic granites. Furthermore, the occurrence of various greenstones, sedimentary rocks, and pegmatites should be mentioned. The gneisses and gneiss-granites have been summed up as the »iron-gneiss formation», owing to a low content of magnetite in certain varieties. Foldings, breakings, jointings, and movements of blocks as well as re-crystallizations and alterations of minerals have striven to conceal the origin of the formation. It is not surprising that divergent opinions regarding its genesis have appeared from time to time.

Thus, H. E. Johansson (see *e. g.* 1931) interpreted the gneiss formation of South-Western Sweden as folded and flattened or rumpled differentiation products of one huge silicate melt (magma). Nowadays, other aspects of the genesis of the gneiss formation have emerged.

These aspects also take into consideration the supra-crustal rock (lavas, tuffs, and clastic sediments) that have been discovered.

At present, most Swedish petrologists assume that the bed-roc of South-Western Sweden has developed by weathering of older rocks sedimentation, volcanism, infra-crustal magmatic activity, foldings and block movements. In a recent text-book (1949), N. H. MAGNUSSON has given a summary of our present knowledge of the bed-rock o South-Western Sweden. W. LARSSON (1947) has produced a clear and detailed scheme of the order of development of the rocks of Northern Dalsland and South-Western Värmland, including the Dal formation and the Bohus granite. I shall return to LARSSON's scheme in the fina chapter of this paper, as it can be easily applied to the rocks now to be considered.

The centre of the Onsala peninsula is situated some thirty kilometers south of Gothenburg, but administratively the whole peninsula belongs to Halland. At first sight, the bed-rock of the peninsula might be described as a tangled skein of gneisses, granites, and partly amphibolitic (supra-crustal), partly dioritic-gabbroic greenstones (see Pl. 1).

During the field-work, two occurrences of basaltic agglomeratic tuff and one occurrence of acid agglomeratic tuff were discovered. These rocks bear clear evidence of the existence of a supra-crustal complex in Pl. 1 marked with green and yellow colours. However, the supra-crustal rocks are most frequently highly altered. Therefore, gneisses and amphibolites dominate.

The infra-crustal rocks of the Onsala peninsula — the quartz-diorites, diorites, gabbros,[1] and the gneissic granites — are as a rule[1] younger than the supra-crustal complex. Beautiful eruptive breccias will be frequently found at contacts between supra-crustal rocks and granite (Figs. 6—7).

Before the development of the plutonic rocks, the supra-crustal rocks had reached an infra-crustal position, owing to deep-folding.

Apart from a minor dike of diabase, the youngest rocks of the Onsala peninsula are pegmatite and aplite. These occur as veins and intrusions in the rocks above mentioned, especially in the supra-crustal complex. W—SSW of Gottskär, the pegmatite forms masses of considerable size.

Supra-crustal Rocks

All gneisses and most greenstones of the Onsala peninsula seem to have to be classed as supra-crustal. The existence of a supra-crustal

[1] In the final chapter of this paper (p. 194 ff.), the supra-crustal rocks will be divided in two groups, or formations, the younger of which has developed after the intrusion of the gabbros.

Phot. C. Larsson 1950

Fig. 1. Agglomeratic basaltic tuff. Ancient quarry close to the eastern side of the highway NW of Meryt. Thin section magnified 9 ×.

complex has been proved by the discovery of agglomeratic tuffs (Fig. 1) among the amphibolitic greenstones of the peninsula. The latter, which are in part porphyritic, should thus be interpreted as basic tuffs and lavas. The gneiss strata alternate with the amphibolite beds. This is the principal reason why they have to be incorporated with the supra-crustal formation. However, agglomeratic structure has also been discovered in gneiss (Fig. 3), although only at one locality.

Greenstones

I mentioned above, that the primary structure of certain basic Onsala tuffs has been preserved. Such tuffs will be found a few kilometers WSW of Forsbäck and at the high-road towards Gottskär, NW of Meryt. In the last-mentioned outcrop, the tuff has become brecciated by granite.

Chemical analyses show that the Meryt tuff has basaltic composition (Table 1). The distributions of chromium, cobalt, and nickel class the Meryt tuff as a magmatic first-differentiate (see p. 171). These three elements have been determined spectrographically.

Table 1

Chemical analyses of rocks from the region Onsala—Gothenburg

Analyst: A. Aaramäe

Kind of rock	Basaltic tuff, agglomeratic	Gneiss, grey, acid	Uralite-porphyrite	Granite, grey, basic	Askim granite
Locality	At the highway NW of Meryt	At the highway 750 m NNW of Vessingsö[1]	2 km WNW of Meryt	75 m ENE of Släp church	1.5 km east of the railway station of Billdal
SiO_2	48.97	72.34	46.56	63.39	66.88
TiO_2	1.25	0.39	0.47	0.72	0.58
Al_2O_3	15.61	12.94	7.16	16.14	15.35
Fe_2O_3	1.67	0.47	3.28	1.77	0.99
FeO	8.16	2.48	6.59	3.68	3.02
MnO	0.17	0.06	0.14	0.09	0.06
MgO	7.52	0.64	16.94	2.05	1.26
CaO	9.54	1.16	14.94	4.76	3.54
BaO	0.03	0.07	0.03	0.05	0.05
K_2O	1.88	5.74	0.47	2.40	3.30
Na_2O	2.38	2.34	0.55	3.43	3.26
P_2O_5	0.18	0.11	0.08	0.16	0.15
$H_2O > 110°$	2.31	0.97	2.81	1.39	1.10
S	0.28	0.05	0.08	0.18	0.23
F	0.09	0.19	0.01	0.02	0.20
$H_2O < 110°$	0.18	0.08	0.11	0.14	0.14
Sum	100.22	100.03	100.22	100.37	100.11
Oxygen replaced by sulphur and fluorine	0.15	0.10	0.04	0.08	0.17
Total sum	100.07	99.93	100.18	100.29	99.94

The Meryt tuff has several agglomeratic inclusions (Fig. 1), some of which are composed of basaltic lava solidified as dolerite (well-developed plagioclase laths). Furthermore, layered dikes of meta-basalt have been sometimes discovered in the amphibolite outcrops of the Onsala peninsula. These beds of meta-basalt show penetrating (splitting) contacts. Petrographically, the meta-basalt is slightly porphyritic and not so very fine-grained as the altered tuff. We have thus established that the supra-crustal complex of the Onsala peninsula contains both tuffs and lavas.

When analysed microscopically, the dolerite inclusions will be seen to have suffered considerably from secondary alterations. Mafic minerals are now antigorite, chrysotile, and chlorite with remnants of uralite mainly developed as orthorhombic amphibole, further biotite and titaniferous magnetite. On the other hand, the primary, ophitic texture

[1] Village 3 km SSW of Gottskär.

of the main felsic mineral, the plagioclase, has been preserved. However, the primary laths are accompanied by numerous xenomorphic individuals, which are much more acid (albitic), than the primary, ophitic crystals. Accordingly, the composition of the plagioclase will change from that of an andesine to that of an oligoclase-albite.

Accessoric components of the altered dolerite are pyrite (secondary) and apatite or zoisite (minute rods in the plagioclase). Phenocrysts of plagioclase are found now and then. The large phenocrysts are table-shaped, the small ones corroded and thus rather xenomorphic.

The tuff WSW of Forsbäck is also basaltic. It is composed of alternating grey-black and grey-green, fine-grained layers, which contain black agglomeratic fragments of a basic rock, probably basalt lava. Furthermore, the occurrence of thin layers of labradorite should be mentioned. These layers have become dislocated and frequently even disintegrated. The tuff and its inclusions have undergone complete re-crystallization and are now granoblastic.

Owing to rapid variations of the metamorphism of the grey-green layers, these are essentially composed either of small grains of acid labradorite and augitic diallage ($c : \gamma = 40—42°$, $2\ V\gamma$ about 60°), or of acid labradorite, common green hornblende, and epidote. Individuals of altered titanite are common. These now display an amorphic substance filled with minute grains of ore. Sometimes, larger inclusions of ore have been observed. Small, re-crystallized rods of apatite will be frequently found in the plagioclase.

As was mentioned in the introduction, the supra-crustal basites have as a rule altered to amphibolites. They may be characterized as fine-grained, grey or green black meta-basites composed of hornblende and plagioclase together with some quartz, biotite, titanite, ore (magnetite, titano-magnetite), and apatite. In thin sections, the hornblende shows pleochroism of weak to medium strength. The pleochroic colours observed are blue or brownish green (γ), olive green (β), and pale yellow (α). $2V\gamma$ falls between 100° and 110°, $c : \gamma$ between 15° and 20°. Sometimes, the common green hornblende is accompanied by cummingtonite (colourless in thin sections).

Certain varieties of the Onsala meta-basites are very high in amphibole. They should be classed as davainites (secondary hornblende rocks). A typical davainite occurs east and south of the tuff WSW of Forsbäck (see above).

Secondary epidotization by reaction between hornblende and plagioclase is common. Near the coast east of Onsala Sandö, I have observed masses of amphibolite completely altered to a yellowish grass-green epidote rock.

Phot. P. H. Lundegårdh 1948

Fig. 2. Amphibolite split by mobilized pale gneiss. Southern part of the mountain $1^1/_3$ km WNW of Vessingsö (village 3 km SSW of Gottskär).

Elsewhere, the meta-basites have grown fairly coarse — dioritic — under the influence of secondary heating (see also p. 174). Different parts of the supra-crustal formation of Onsala have thus altered very differently. Indeed, it seems reasonable to split the supra-crustal formation of Onsala into two series. In the final chapter, I shall take into further consideration the advantage of such a division.

In several outcrops, the Onsala meta-basites are banded, veined or even split by acid rocks (Fig. 2). Most frequently, these alterations seem to be due to plastic deformations and resultant movements of thin gneiss layers secondarily heated. However, real migmatization by injection of pegmatite and aplite is very common, too. In this case, the resulting rock has to be classed as a basic veined gneiss (see also p. 187). Even the pegmatite and aplite may of course originate from pre-existent layers of acid gneiss, though these must have then dissolved in part in hot juvenile water.

Gneisses

The gneisses of the supra-crustal complex constitute a series of metamorphic granoblastic rocks, the acidity of which may vary con-

Phot. C. Larsson 1949

Fig. 3. Agglomeratic acid tuff with microcline porphyroblasts. $1^1/_2$—2 km W of Forsbäck. Nat. size. (From P. H Lundegårdh 1950, Fig. 2, p. 135.)

siderably. Sedimentary layering is frequently visible, and alternation with beds of meta-basites is the rule.

Although lavas may occur even among the acid supra-crustal rocks, most of these seem to have to be classed as tuffs. The tuffs may of course to some extent have become mixed up with clastic sediments. On the other hand, pure clastic sediments do not seem to be common.

I should like to class most porphyritic gneisses high in hornblende as lavas, owing to the petrographical relations between these and the basalt lavas above mentioned (p. 164). However, no lava structures are now visible in the Onsala gneisses, whereas acid tuff has been observed in the mountain 1.5—2 km west of Forsbäck (Fig. 3). This tuff is agglomeratic. It contains a great many pieces of a meta-basite composed of biotite, epidote, and plagioclase accompanied by small quantities of clinozoisite, titanite, titanomagnetite, and apatite. The pieces are in part angular, in part rounded. They do not exceed 1 cm in length. They are surrounded by a granoblastic mixture of microcline, quartz, and plagioclase. Porphyroblasts of microcline are found now and then. These seem to have developed during the intrusion of the porphyritic granite that borders upon the tuff (see Pl. 1).

Quartzitic gneiss and quartzite, interpreted as pure clastic sediments, have been observed in the harbour of Gottskär and at a few other localities. Petrographically, the quartzitic gneisses of the Onsala peninsula resemble very much the corresponding rocks of the leptite formation of Central Sweden.

The Onsala gneisses may be described as fine-grained rocks. However, porphyroblasts and veins of microcline and quartz are widely distributed. Real veined gneiss — gneiss penetrated by pegmatite and aplite — belongs to the main rocks of the eastern and south-eastern parts of the Onsala peninsula (see also p. 187 and Pl. 1).

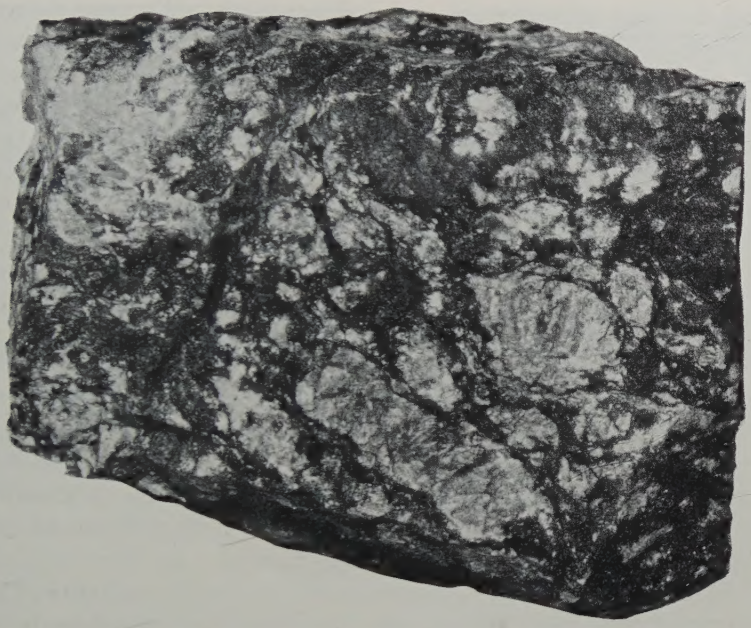
Owing to secondary heating, part of the Onsala gneisses have grown coarser. Some of them have undergone plastic deformation, or they have even fused and thus become wholly mobile (see Fig. 2). In such cases, it is frequently impossible to distinguish them from intrusive granites and gneiss-granites. Indeed, in a following chapter (p. 196), the latter will be interpreted as deep-folded, fused, and mobilized gneisses. As touched upon earlier (p. 166), the Onsala pegmatite and aplite may also derive their origin from gneisses.

The mineral compositions of the gneisses reflect their acidity. Thus, the basic varieties are chiefly composed of plagioclase, hornblende, and biotite. Quartz here forms an inferior mineral. Small quantities of titanite, ore (magnetite essentially), and apatite complete the picture.

The intermediate and acid gneisses are characterized by increasing contents of microcline and, to a lesser extent, quartz. Simultaneously, hornblende vanishes. Biotite and plagioclase decrease, the latter frequently more rapidly than the former. Basic gneisses high in microcline may, however, sometimes occur, whereas acid gneisses low in microcline are rare. In the former, I have observed that microcline penetrates and tends to expel the remaining minerals. It has arrived late, like a self-invited guest, and has striven to transform a metabasitic rock into a granitic one. The penetrating microcline has been accompanied by quartz. Equivalent quantities of the original minerals have been removed from the rock (replacement).

A chemical analysis of a typical acid gneiss is given in Table 1. The main minerals of this rock are quartz, microcline, and biotite. Oligoclase, too, is common. Furthermore, small quantities of the following minerals occur: magnetite, titanite, epidote, muscovite and sericite, apatite, zircon, allanite, and garnet. Thin layers of pegmatite have been observed in the rock (beginning migmatization).

Among the acid gneisses of the Onsala peninsula, we have a peculiar variety high in both muscovite and biotite. It is not so very common, however. The main minerals are quartz, oligoclase, microcline, biotite,



Phot. C. Larsson 1950

Fig. 4. Schistose porphyritic granite (Askim granite) from the northernmost part of Gottskär. Scale 1 : 1.5.

and muscovite, accessoric components are titanite, ore, calcite, epidote, and zircon. The rock shows alternating pale and dark layering. The pale layers are salic, sometimes in part quartzitic, whereas the dark layers have been enriched in mica and titanite.

Biotite-muscovite gneiss similar to that of the Onsala peninsula though most frequently migmatized is widely distributed in the skerries SW to NW of Gothenburg. ENE and E of Marstrand, a small town NW of Gothenburg, the biotite-muscovite gneiss grades into clay slates. The clastic origin of the gneiss now discussed cannot thus be doubted.

I have already mentioned that the supra-crustal rocks of the Onsala peninsula are most frequently sugar-grained (granoblastic). Primary layering or bedding is a rule, whereas special characteristics of lavas and tuffs will be found only locally. Except re-crystallization, the following secondary alterations have been observed: tectonical deformation (compare Pl. 1), partial fusion (see Fig. 2 and p. 168), and migmatization (see p. 188).

Before the development of the granitic rocks of the Onsala peninsula, the supra-crustal complex was intensely folded. The original, hori-

zontal bedding of volcanics and sediments then became disturbed. The layers and beds were curved up and down. Frequently, they were even rumpled.

After the consolidation of the granitic rocks, the bed-rock was deformed once more. The plane and linear schistosities of the Onsala rocks were now developed (Figs. 4—5, 9—10, and 17—18). This deformation also gave origin to the migmatization of part of the Onsala rocks (including the intrusion of pegmatite and aplite).

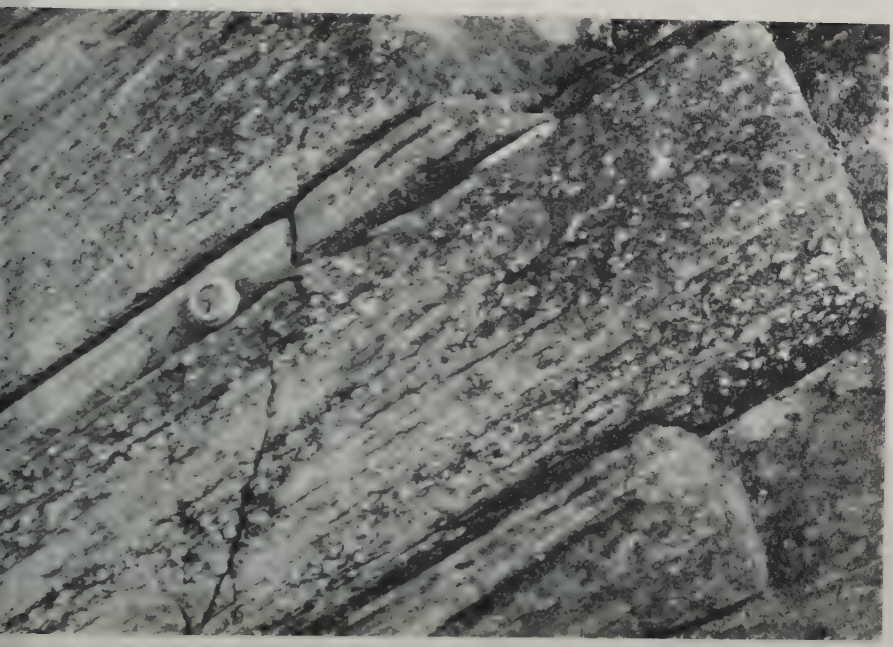
Infra-crustal Rocks

The greater part of the Onsala peninsula is built up of medium grained greenstones and more or less gneissic granites. These rocks might be classed as an infra-crustal series, contrary to the supra-crustal complex above described. Various rocks of the two formations are related to each other, however. At most localities, the quartz-diorites and diorites of the peninsula can thus be derived from the supra-crustal meta-basites. Furthermore, the composition of most granites reflects the bulk composition of the supra-crustal complex of gneiss layers and amphibolite beds. Indeed, the distinctly basic character of wide areas of Onsala granite (compare Pl. 1) seems to be due to the frequent occurrence of basic volcanics in the supra-crustal complex (see the final chapter).

Greenstones

The earliest infra-crustal Onsala rocks are gabbros. In series of plutonic rocks, the magmatic activity as a rule starts with the development of ultra-basites. The oldest gabbros of the Onsala peninsula are ultra-basic and ultra-mafic greenstones (rocks essentially composed of hornblende). One massif of such greenstone will be found 2 km WNW of Meryt, another about 1 km NE of Mariedal, and a third one 600 m E—ESE of Mariedal. Furthermore, we have ultra-basic greenstone east of Onsala Sandö. These massifs are all very small. Ultra-basites also occur in the gabbro massif 2 km WSW of Gottskär.

The ultra-basic greenstone WNW of Meryt is a green-black, ultramafic, non-deformed rock with rather coarse porphyroblasts (secondary eyes) of hornblende in a fine medium- to medium-grained matrix of hornblende, penninite, biotite, and sericite (secondary after plagioclase). Accessoric minerals are magnetite, pyrite, and titanite (rare). When examined microscopically, the hornblende will be frequently seen to contain remnants of augite. The hornblende has thus to be considered as secondary and should be classed as uralite. It shows pa



Phot. P. H. Lundegårdh 1948

Fig. 5. Lineated granite with coarse microcline eyes. Southern part of the mountain $1^1/_4$ km NW of Vessingsö (village 3 km SSW of Gottskär).

pleochroism in green to blue green (γ) and olive green (β). α is colourless. 2V amounts to 90°. The remaining augite is characterized by the following optical data: $2V\gamma$ about 65° and $c : \gamma$ about 40°.

Chemical analysis of the ultra-mafic greenstone WNW of Meryt (Table 1) shows that the rock contains comparatively high quantities of calcium and silica. This may be due to assimilation of foreign rocks during the intrusion of the parental magma of the greenstone (compare P. H. Lundegårdh 1949 b, p. 26).

Petrologically, the gabbro WNW of Meryt should be considered as a rather typical introductory stage of magmatic differentiation. Spectral analysis (Table 2) has also revealed the following order of distribution of three important trace elements: Cr > Ni > Co. This order is characteristic of ultra-basic magmatic first-differentiates. However, the absolute concentration of chromium of the rock analysed, 150 parts per million, is remarkably low (see P. H. Lundegårdh 1949 a).

The ultra-basic greenstone 600 m E—ESE of Mariedal resembles very much the rock WNW of Meryt, though part of the hornblende porphyroblasts may be interpreted as alteration products of olivine. The same can be said of the remaining ultra-basite masses of minor

Table 2

The distribution of chromium, cobalt, and nickel in various Onsala rocks

Kind of rock	Locality	Parts per million of		
		Cr	Co	Ni
Basalt tuff, agglomeratic (Analyst: V. Muld)	At the highway NW of Meryt	400	30	90
Diorite, amphibolitic (Analyst: V. Muld)	2 km SSW of Lerkil	200	30	50
Gneiss, amphibolitic (Analyst: V. Muld)	2 km N of Vessingsö (village 3 km SSW of Gottskär)	10	40	50
Gneiss, grey, acid (Analyst: V. Muld)	At the highway 750 m NNW of Vessingsö	≤ 10	< 10	≤ 10
Uralite-porphyrite (Analyst: P. H. Lundegårdh)	2 km WNW of Meryt	150	65	110
Uralite-gabbro (Analyst: P. H. Lundegårdh)	1 to $1^1/_4$ km E—ENE of Onsala Sandö	50	60	100
Gneiss-granite, dark grey, basic (Analyst: V. Muld)	About 3 km NE of the centre of Onsala Sandö	10	10	10
Do. (Do.)	About 2 km N of Mariedal	10	10	10

size, *viz.* those NE of Mariedal and east of Onsala Sandö. There, however, the ultra-mafic greenstone does not contain real eyes of hornblende, though the grain of the rock is still variable.

East of Onsala Sandö and E—ESE of Mariedal, the ultra-basic greenstone has become veined through by quartz and felspar.

In the gabbro mass 2 km WSW of Gottskär, ultra-basic greenstone does not attain a position any more prominent. Ultra-mafic greenstone essentially composed of hornblende accompanies uralite gabbro and diorite in the western part of this massif, whereas the eastern part is built up exclusively of uralite gabbro and the northern part of uralite gabbro grading into diorite (compare Pl. 1). The ultra-mafic greenstone is there, as a rule, green-black and shows variable grain. Sometimes it grades into fine-grained amphibolite.

The uralite gabbro, the predominant rock of the massif, is grey-green-black to dark green-grey, fine- to medium-grained, non-deformed and frequently porphyritic (plagioclase eyes). It is essentially composed of plagioclase (labradorite to bytownite) and uralitic hornblende with sparse remnants of clinopyroxene. Biotite is also common. Accessoric minerals are epidote, pyrite, apatite, and magnetite. The plagioclase is frequently remarkably fresh, though, on the other hand, it may locally have altered severely to sericite, saussurite or clinozoisite.

The Onsala diorite resembles the uralite gabbro very much, though

Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 6. Brecciated amphibolite (metamorphic volcanics) in grey femic gneiss-granite. $1^1/_4$ km NE of the centre of Onsala Sandö.

it is more acid. Towards the margins of the massif, the diorite frequently becomes amphibolitic. Veins of quartz and felspar are common in the NE part of the massif.

Uralite gabbro also occurs in the mountains 1 to $1^1/_4$ km E—ENE of Onsala Sandö. The rock here appears as indefinite and in part rather coarse masses in a diorite that frequently becomes amphibolitic (compare Pl. 1).

The gabbro E—ENE of Onsala Sandö has been analysed spectrographically (Table 2). The concentrations of chromium, cobalt, and nickel class the rock as an early middle differentiate of a basic magma (see P. H. Lundegårdh 1949 a). Main minerals of the gabbro are uralitic hornblende and re-crystallized plagioclase (andesine secondary after labradorite). Epidote (see p. 176) and biotite are also common. Finally, the presence of titanite and ore should be reported.

A very small but very interesting gabbro mass occurs 900 m SSE of Mariedal. This rock is fine- to medium-grained. Further, it is speckled in grey-green-black and reddish or greenish white. The pattern thus described has once been composed of idiomorphic individuals of pyroxene and plagioclase. However, the plagioclase has

altered to a pale matrix of sericite and saussurite containing crystals of epidote. The pyroxene has been replaced by a dark mixture of common green hornblende and chlorite pleochroic in green. These minerals are accompanied by epidote (see p. 176), magnetite, and pyrite. During its alteration, the rock has become invaded by quartz, which occurs either as veins or as poikilitic grains in the hornblende. Secondarily some biotite has also developed, whereas the remaining small constituents of the rock — titanite and apatite — are primary.

The meta-gabbro SSE of Mariedal grades into dioritic and amphibolitic rocks, which border upon porphyritic gneiss-granite towards east and west. Because of the small scale of Pl. 1, the gabbro occurrence now described has been magnified.

Most diorites and quartz-diorites of the Onsala peninsula seem to have to be interpreted as metamorphic basic volcanics. This assumption is based firstly upon their field positions as compared with preserved beds of supra-crustal greenstones, secondly upon the numeral transitions between supra-crustal greenstones and diorites, and finally upon the high frequency of flat and mutually parallel remnants of volcanics within the dioritic greenstones, the quartz-diorites especially.

If the above is true, the diorites and quartz-diorites of the Onsala peninsula have to reflect specific characters of the pre-existent volcanics. Thus, for example, when the latter have developed as early magmatic differentiates, the resultant dioritic greenstones should show a composition corresponding hereto. Indeed, spectral analysis has revealed the existence of a diorite with the same relation between chromium, cobalt, and nickel as the basaltic tuff NW of Meryt (described on p. 163). As will be seen from Table 2, both rocks show Cr > Ni > Co, which is in primarily magmatic rocks an order of distribution typical of early magmatic differentiates (see P. H. LUNDEGÅRDH 1949 a). When comparing the diorite now considered with the gabbros of Table 2, we find that the correct petrographical character of the diorite would have been that of an ultra-basic gabbro! We cannot thus class the diorite analysed as primarily magmatic. On the other hand, the alteration of an inhomogeneous, agglomeratic tuff containing bombs of basaltic lava high in chromium might very well originate such a rock.

Primary diorites only seem to occur in the vicinity of the gabbroic greenstones that have been described above. The primary diorites are grey-black, green-black-grey, or dark grey, fine- to medium-grained rocks, which are essentially composed of hornblende[1] (in part evidently uralitic) and andesine strongly sericitized. Secondary epidote

[1] For optical properties, see below.

Phot. P. H. Lnndegårdh 1948

Fig. 7. Amphibolite (metamorphic volcanics) brecciated by acid silicate melt that has been exuded from the mother magma of the Askim granite. Westernmost part of Gottskär.

is common (compare p. 176). Inferior constituents are titanite, titanomagnetite, and apatite. Furthermore, pyrite has been observed.

The diorites and quartz-diorites originating from the supra-crustal formation are concentrated in the neighbourhood of Råö, in the southernmost part of the Onsala peninsula. These greenstones are dark-grey to black-grey, fine- to medium-grained, most frequently non-deformed andesine-hornblende rocks with variable contents of quartz, biotite, and epidote (see p. 176). Small quantities of apatite, pyrite, titaniferous magnetite, titanite, and, sometimes, allanite have been observed. The hornblende is pleochroic in blue green (γ), olive green (β), and yellow to pale green yellow (α). $2V\gamma$ amounts to about or a little more than 100°.

Now and then, the quartz-diorite grades into a dark, basic, most frequently gneissic granite, which sometimes contains pink microcline eyes (see p. 184). On the other hand, masses of quartz-diorite are common in the basic gneiss-granite of the Onsala peninsula. On Cape Fjärhals west of Råö, a hybrid rock between basic gneiss-granite and quartz-diorite locally grades into femic gneiss with numerous amphibolite sheets, which are in part displaced. Simultaneously, the tectonical deformation of the bed-rock intensifies. Similar phenomena can be studied NE of Cape Fjärhals.

There are thus reasons to suppose that the quartz-diorite and the basic gneiss-granite in the neighbourhood of Råö have developed by strong heating and resultant re-cystallization of a femic to amphibolitic gneiss. Those layers of gneiss that have been most basic, *viz* the ancient basaltic beds (tuff and/or lava), have apparently been disintegrated by dislocations along the planes of schistosity of the gneiss. These dislocations seem to have occurred during the folding that preceded the transformation of the gneiss into quartz-dioritic rocks. The disintegrated basaltic beds should have better resisted the heating that strove to alter the whole bed-rock, than the remaining layers of the gneiss. However, the basaltic beds seem to have become still more disintegrated during this period of metamorphism. The basaltic tuff and lava have also wholly altered to granoblastic amphibolite.

Granites, Gneiss-Granites

The granitic rocks of the Onsala peninsula should be divided in four groups: 1. Granite high in hornblende, black-grey to dark-grey, basic frequently quartz-dioritic, as a rule slightly gneissic. 2. Granite, red-grey to grey, intermediate, as a rule gneissic. 3. Granite, red-grey to red, intermediate, gneissic. 4. Granite with coarse microcline eyes grey-red to dark red-grey, as a rule intermediate, most frequently schistose.

The gneissic structure of the above rocks has been developed by tectonization. The gneissic structure is composed of two elements: 1. schistosity and 2. lineation. Its intensity is highly variable. The lineation especially can suddenly and locally become intense (Figs. 5 and 9).

Among the various granites and gneiss-granites of the Onsala peninsula, those with coarse microcline eyes are most common (see Pl. 1). Next after them, the basic varieties follow. The third place is occupied by the intermediate varieties.

The basic granites and gneiss-granites are concentrated to the centre of the Onsala peninsula. They display black-grey to dark-grey, fine to medium-grained, locally non-deformed though more frequently gneissic rocks. They are composed of plagioclase, quartz, biotite (together with some chlorite), hornblende, and epidote. The last-mentioned mineral has formed secondarily, essentially by reaction between plagioclase and hornblende. Locally, epidote has replaced hornblende to a very large extent.

Plagioclase most frequently seems to be the leading mineral of the basic granites and gneiss-granites. Geometric analysis of a number of thin sections has revealed the following order of distribution of the

main minerals: plagioclase > quartz > biotite > hornblende ≥ epidote. The plagioclase should be classed as andesine or oligoclase. Of these, the former seems to have been transformed into the latter by removal of some lime and the simultaneous development of epidote (by reaction with hornblende; see above). The larger plagioclase individuals are roughly table-shaped, whereas the remaining grains are as a rule xenomorphic.

The biotite is in thin sections pleochroic in greenish brown. The hornblende shows rather strong pleochroism in blue green (γ), olive green (β), and green yellow (α).

Small quantities of titanite, ore (magnetite and titano-magnetite), and apatite together with some microcline, pyrite, zircon, and allanite (accessories) complete the mineralogical picture of the group of rocks now considered. The microcline mentioned as a rule forms porphyroblasts.

When examined under the microscope, the basic gneiss-granites of the Onsala peninsula display large though frequently cracked individuals, especially of plagioclase, sometimes of quartz, in a matrix of disintegrated and re-crystallized quartz and plagioclase (granoblastic grains) accompanied by irregular grains or groups of grains of the mafic minerals. Owing to its secondary origin, the epidote in part displays small thick rods (well-developed crystals), which do not only occur along the borders of the other minerals of the rocks but also flock together in those re-crystallized plagioclase individuals that have lost part of their lime.

The basic granites differ from the gneiss-granites in having their primary non-deformed texture preserved. They will be found in positions that have been safe from the action of stress and strain. They always grade smoothly into the surrounding gneiss-granites.

A basic plagioclase granite similar to the granites above described has been analysed chemically. The rock sample has been taken from an outcrop close to Släp church N of the Onsala peninsula. Mineralogically, the rock analysed is characterized by complete alteration of the primary plagioclase into oligoclase (20 % An). Simultaneously, all hornblende has vanished, and large quantities of epidote have formed. The mineral composition is, in the present stage of metamorphism: oligoclase > quartz > biotite > epidote ≥ titanite ≥ apatite > pyrite.

The intermediate and acid, slightly or not porphyritic granites and gneiss-granites of the Onsala peninsula show the same grain as the basic ones. Their colour is paler, however, and varies from grey to red, though it is most frequently red-grey. Hornblende is lacking as a rule. Among the main minerals, it has been replaced by microcline. For the

Phot. P. H. Lundegårdh 1948

Fig. 8. Amphibolite gneiss (metamorphic volcanics) penetrated by gneissic granite with microcline eyes. Perpendicular to the lineation. Southern part of the mountain $1^1/_4$ km NW of Vessingsö (village 3 km SSW of Gottskär).

rest, the intermediate and acid, slightly or not porphyritic granites and gneiss-granites consist of quartz, plagioclase, and biotite (sometimes in part altered to chlorite). Together with these minerals, we find significant quantities of epidote and small amounts of titanite, muscovite, apatite, magnetite (in part titaniferous), zircon, and allanite. The two last-mentioned minerals are rare.

The microcline quite frequently displays large, penetrating individuals in a fine- to medium-grained matrix and thus serves to form transitions to the granitic rocks, with coarse microcline porphyroblasts that will be described later. The plagioclase, an oligoclase, is frequently highly sericitized and has simultaneously become impregnated with microscopic grains of hematite. These grains give the mineral a reddish hue. Aggregations of small rods of epidote are rather common. They indicate that the plagioclase has secondarily lost part of its lime.

The biotite of the rocks now considered shows pleochroism in brown-green to greenish brown when investigated under the microscope. Part of the epidote occurs in the plagioclase (see above), part of it ac-

Phot. P. H. Lundegårdh 1948

Fig. 9. The same rocks as shown in Fig. 8. Parallel to the lineation.

companies the biotite, still another part of it will be found between the felsic minerals.

The intermediate and acid granite rocks now described are as a rule gneissic, that is to say: They have developed as gneiss-granites. Either they are characterized by the same kind of texture as has been described above (the basic gneiss-granites), or they have become deformed into gneissic sheets of crushed and re-crystallized, granoblastic grains alternating with granitic sheets of primary though frequently cracked mineral individuals. The kind of deformation just mentioned is characteristic of rocks that have suffered from sliding movements along series of parallel planes (in the Onsala region = planes of schistosity). Accordingly, these varieties will be found close to fracture planes along which one block of bed-rock has been displaced in relation to another block. During the gneissification, homogeneous individuals of quartz have become divided into aggregations of grains, and crystals of plagioclase have been bent.

As I have mentioned earlier, the main Onsala granites and gneiss-granites are the porphyritic varieties. These rocks have their coarse microcline eyes in common, whereas they may vary considerably in

other respects. Some porphyritic granites and gneiss-granites have an acid matrix, whereas other display an intermediate or even a rather basic matrix. Some porphyritic granites are only slightly gneissic, whereas other have undergone an intense tectonization resulting in a disintegration even of their microcline eyes.

In part, the gneissification of the porphyritic granites has developed the same structure as has been described above. However, when examined in detail, the schistose porphyritic granite, at least along the eastern coast of the Onsala peninsula, displays a number of unique features. These will be described in the following text.

The porphyritic gneiss-granites of the Onsala peninsula should be interpreted as gneissic Askim granite. This kind of granite is widely distributed in the parishes of Släp and Askim between Onsala and Gothenburg. It shows the same petrographical character as the coarse-porphyritic gneiss-granites of the Onsala peninsula. A chemical analysis of non-deformed Askim granite from the neighbourhood of Billdal, a village in the southern part of the parish of Askim, will be found in Table 1. The mineral composition of this rock runs as follows: Oligoclase $\approx$ microcline (as a rule perthitic) $\approx$ quartz $>$ biotite $>$ epidote (with clinozoisite; both secondary) $>$ titanite $>$ apatite $>$ ore (magnetite, titano-magnetite) $>$ zircon $>$ penninite (secondary after biotite) $>$ muscovite $\geqslant$ allanite.

The porphyritic gneissic granites of the Onsala peninsula are similarly composed. Penninite is, however, sometimes common, and in strongly schistose varieties serpentine may also appear.

As will be seen from Pl. 1, porphyritic gneissic granites are especially common in and W of the Kungsbacka fjord. Here, the tectonization has also been very strong. As might be supposed, the rocks of the fjord islands have been almost completely disintegrated, whereas the rocks along the eastern coast of the Onsala peninsula have been somewhat better preserved. On the island of Hällesö, for example, most microcline eyes have become crushed and flattened.

The ancient porphyritic granite now makes the same impression as a gnarled gneiss. Parallel to the schistosity, the rock contains bands and veins of microcline and, to a lesser extent, of quartz.

The porphyritic gneiss-granite on the eastern coast of the Onsala peninsula and on neighbouring islands is a grey-red to dark red-grey rock with microcline eyes that are in part rectangular and the length of which varies from $^1/_2$ to 8 cm. The microcline is as a rule perthitic. The biggest eyes have been observed in the NE part of Hållsundsudde (Cape Hållsund) and in the northernmost part of Gottskär. In addition to microcline eyes, eyes of plagioclase (yellowish and strongly sericitized) are also

Phot. P. H. Lundegårdh 1950

Fig. 10. Alternating sheets of schistose gneiss and granite. The former has become veined through by aplite-granite, the latter contains crushed microcline eyes. Norra Ledskär (skerry SSE of the Onsala peninsula, outside Pl. 1).

found. However, the length of these eyes never exceeds 1 cm. They are thus smaller than the bulk of the microcline eyes. The various eyes now described are surrounded by a fine-grained matrix (sometimes in part fine medium-grained) of smashed minerals, which have in part (the quartz of the rock especially) re-crystallized and become granoblastic. Sheets of minerals heavily disintegrated, indicating planes of dislocation, are common, especially on the islands of the Kungsbacka fjord (compare above). The matrix of smashed minerals is often remarkably dark, owing to an original high content of biotite, further owing to the fact that the biotite and its alteration products during the tectonization have flattened so as to produce numerous black, winding sheets (Fig. 4).

The mode of occurrence of the various minerals of the strongly gneissic granite now discussed will be elucidated by the following description of a thin section of the coarsely porphyritic gneiss-granite in the northernmost part of Gottskär (see also Fig. 4). One is here struck by the high frequency of zones of minerals wholly disintegrated.

With local deviations (around felspar eyes), these zones run parallel to the planes of schistosity of the rock and have thus to be interpreted as packs of slide-faces.

The slide-zones are composed of dark and pale layers. The former display an intricate mixture of biotite and secondary chlorite, both pleochroic in dirty green, together with serpentine (all three minerals impregnated with ore powder), and further of secondary epidote accompanied by sparse, as a rule granoblastic grains of quartz. The pale layers expose to view a matrix of granoblastic grains of quartz containing sparse irregular individuals of albite. The ore powder mentioned above has darkened those mafic layers that have become most heavily disintegrated during the tectonization. These layers now appear as black winding strata in outcrops and hand specimens.

Felspar eyes will be found both between and in the slide-zones. As was touched upon above, the layers composing the zones generally curve around these eyes. There are some eyes, however, the shape of which shows that they are post-tectonic. These eyes have replaced part of the gneiss-granite and thus interrupt the schistosity. They are of the greatest petrological importance, as they have obviously developed at low temperature. Indeed, any considerable post-tectonic heating of the porphyritic gneiss-granite should have led to complete recrystallization. All cracked and smashed mineral individuals of the rock should have then disappeared.

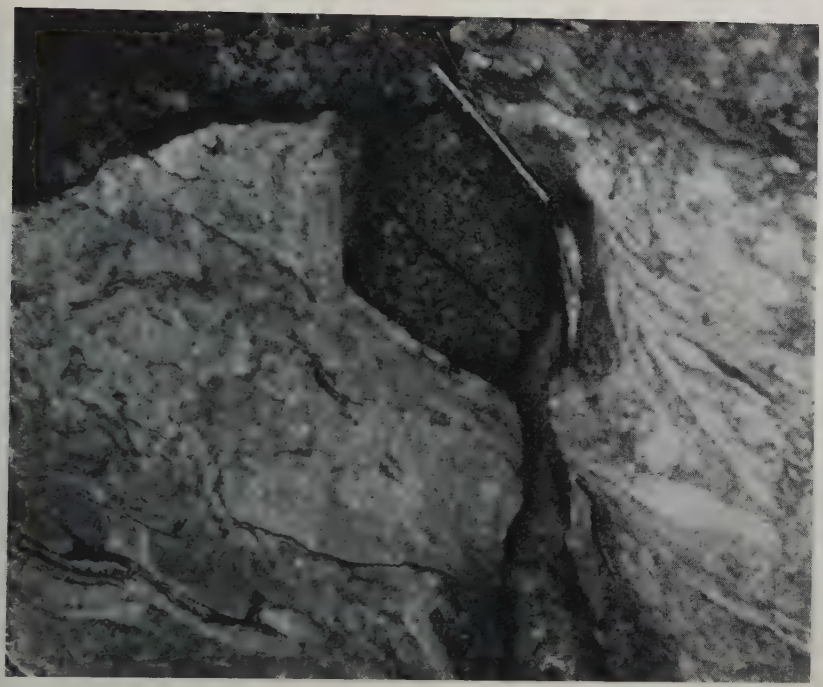
Post-tectonic low-temperature eyes of microcline will be found all along the schistosity zone from the Kungsbacka fjord to Värmland (compare N. H. Magnusson 1933, pp. 50—52).

Many of the pre-tectonic felspar eyes have been cracked during the tectonization. The cracks are frequently filled with biotite, chlorite, sericite, etc.

As already mentioned, the biggest eyes consist of microcline-perthite. These sometimes contain remnants of albite. They thus seem to have developed late and might be interpreted as deuteric or secondary.

The eyes of medium and minor sizes are composed either of microcline or of albite. The microcline eyes are impregnated with minute grains of hematite. Their pink colour is due to this impregnation.

The albite individuals of the porphyritic gneiss-granites are most frequently filled with small grains of epidote, which are in part idiomorphic. This is especially applicable to the eyes, which as a rule contain a great many epidote grains and laths. Furthermore, scales of sericite are common in the albite. The lime necessary for the develop-



Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 11. Piece of diorite in intermediate to acid leptite gneiss that has been plastically deformed, displaced, and in part mobilized. $1^1/_2$ km N of the centre of Onsala Sandö.

ment of the epidote has been taken from the original plagioclase, which was probably an oligoclase-andesine.

In a specimen of porphyritic gneiss-granite from the NE part of Hållsundsudde (Cape Hållsund), remnants of the original plagioclase have been observed. These show the optical characters of an oligoclase-albite grading into an acid andesine. For the rest, the rock is similar to that described above, apart from the fact that the tectonization has not proceeded sufficiently enough to produce slide-zones. Accordingly, the matrix of cracked and smashed minerals around the felspar eyes is not divided into layers. The scales and packs of scales of biotite have, however, become orientated parallel to the schistosity.

The lower degree of metamorphism of the rock just described as compared with the Gottskär gneiss-granite is also reflected by the colour of the biotite. In the Gottskär rock, this mineral is pleochroic in dirty green, whereas it is pleochroic in brown to green-brown in the gneiss-granite from the NE part of Hållsundsudde.

The westward porphyritic gneiss-granites of the Onsala peninsula differ from the varieties now examined in having smaller felspar eyes

and in having suffered less from tectonization. It is, however, interesting to observe that in exposed positions a very distinct lineation has developed (Figs. 5 and 9).

As has been mentioned above (p. 175), the basic granites and gneiss-granites frequently grade into quartz-dioritic rocks. However, contrary to the quartz-diorites, the basic as well as the intermediate and acid granites and gneiss-granites repeatedly brecciate the supra-crustal rocks in such a manner that their intrusive character cannot be doubted (Figs. 6—7). Moreover, the geological map (Pl. 1) shows that not only small but big and sometimes even huge pieces of supra-crustal rocks occur in the granites and gneiss-granites of the Onsala peninsula.

The geological map also shows that the granitic rocks frequently penetrate the continuous parts of the supra-crustal formation as dikes, bands, and veins. Locally, they have also intruded into the infra-crustal basites. The granite dikes run rather straight and most frequently follow the planes of schistosity, whereas the bands may wind and the veins are more or less irregular. Accordingly, two symbols have been used for the geological map, one indicating dikes, another indicating bands and veins.

The latter often form net-works in the penetrated rocks (Fig. 8). In many outcrops, the relations between intruded and intruding rocks are intimate. Especially in the mountains east of Lerkil and half way towards Forsbäck, I have observed granites and gneiss-granites, the petrographical characters and modes of occurrence of which class them as mobilized and re-crystallized gneisses. $1^1/_2$ km ENE—NE of Råö, inhomogeneous, intermediate, most frequently veined gneiss grades into mobilized, granitized gneiss. The latter has in part re-crystallized as gneiss-granite with coarse microcline eyes, *viz.* Askim granite (compare p. 180). NNW of the area now described, the gneiss grows coarser and simultaneously grades into porphyritic gneiss-granite. SSE of the area, porphyritic gneiss-granite dominates. It should be mentioned that the gneiss layers and the schistosity of the gneiss-granite both run towards NNW.

What I have said now, does not only bear clear evidence of a secondary development of granitic rocks, it will also bring about some discussion of the microcline eyes of the porphyritic granites and gneiss-granites. I have mentioned earlier (p. 175) that the basic granites and gneiss-granites locally contain penetrating, secondary eyes of microcline. The formation of these eyes seems to be due to migrations of silicates high in potassium and alumina along the structural planes of the altered rocks, either in connection with secondary heatings of the bed-rock or shortly after its original development. The migrations

Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 12. Piece of gneiss-granite in veined gneiss plastically deformed, displaced, and in part mobilized. $1^1/_4$ km NE of the centre of Onsala Sandö.

of silicates mentioned seem to have been effected by means of solutions (see I. Th. Rosenqvist 1949, pp. 63—64). Part of the primary constituents of the altering rocks have then been dissolved and replaced by molecules of $KAlSi_3O_8$ assembling into porphyroblasts of microcline.

Sparse finds of small dikes of acid pink aplite in basic, locally eye-bearing granites (*inter alia* near Släp church between Onsala and Gothenburg) give evidence of the existence of mobile solutions high in silicates of potassium and alumina. Contrary to the rocks surrounding these dikes, they are non-deformed (compare p. 190). It appears therefore that the tectonization of the Onsala (and Släp, Askim, etc.) granites happened earlier than the development of, at least, part of the microcline eyes. I have also mentioned (p. 182) that some of the eyes of the porphyritic gneiss-granite in the neighbourhood of the Kungsbacka fjord are post-tectonic. However, most eyes have there become cracked. The percentage of post-tectonic, *viz.* evidently secondary eyes thus seems to be low both on and around the Onsala peninsula.

The above discussion has shown that we cannot deny secondary eyes of microcline in the Onsala granites and gneiss-granites. On the

other hand, the discussion has not necessitated the assumption of a secondary origin of all or even of most microcline eyes of these rocks.

Pegmatite, Aplite, Veined Gneisses

The rocks described in the foregoing text have as a rule altered either mineralogically or structurally and frequently in both respects. The pegmatite and aplite of the Onsala peninsula, however, have retained their original *habitus*, with the exception of pegmatic foldings of certain pegmatite dikes. They also form the final link of the chain of geological processes that has given origin to the peculiar Archaean bed-rock of the Onsala peninsula and its surroundings. In post-Archaean time, this bed-rock has been cut by a few dikes filled with diabase (p. 191), but it has not altered otherwise.

The pegmatite and aplite most frequently appear as dikes, bands, and veins. In the SE part of the peninsula, however, considerable flat masses roughly parallel to the structural planes will also be found (see Pl. 1). The pegmatite is the predominant rock, whereas the aplite must be characterised as an inferior companion of the pegmatite.

The colour of the pegmatite varies from grey-white to red-grey-white. On Ockerö, Hällsundsudde (Cape Hällsund), and the islands of the Kungsbacka fjord, red shades predominate. The main components of the pegmatite are white oligoclase, white to pink or red microcline (as a rule perthitic), and grey quartz. In most cases, some mica will also be found in the rock. Red-violet garnet occurs as an accessory.

The aplite is a pink, white, or grey-white, most frequently fine-grained rock, which may locally grow medium-grained and grade into granite. The aplite is composed of the same minerals as the pegmatite.

Both rocks have crystallized from hot silicate solutions high in water, the pegmatite slowly, the aplite rapidly. The formation of aplite represents the final stage of the crystallization process, *viz.* the moment at which the existence of the silicate solution was no longer permitted by the actual composition of, pressure upon, and temperature of the solution.

The pegmatite and aplite are not distributed over the whole Onsala peninsula but concentrated in the coast regions and the neighbouring islands. In most central mountains of the peninsula, no pegmatite and aplite will be found at all. Pegmatite is especially common W—SSW of Gottskär. This region is characterized by its flat masses of nearly pure pegmatite and its gneisses veined through by pegmatite (see Pl. 1).

Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 13. Veined gneiss and gneiss-granite. 1¼ km NE of the centre of Onsala Sandö.

Most veined gneisses of the other parts of the Onsala peninsula have received their band and vein minerals from pegmatite solutions, too. Now it should be mentioned that bands and veins of gneiss-granite also occur — though of course only in the supra-crustal rocks — but on the whole pegmatite with aplite is the predominant band and vein material. As a rule, the injections thus defined run roughly parallel to the structural planes of the altered rocks, apart from their characteristic local windings.

As will be seen from the geological map (Pl. 1), gneisses veined through by pegmatite with aplite are as frequent in the NW parts of the Onsala peninsula as in the SE and E parts. Moreover, Örmanäs, the cape at the eastern margin of the geological map, is exclusively built up of veined gneiss-granite. When investigating the distribution of pegmatite, aplite, and gneiss veined through by these two rocks, we observe that the major occurrences assemble in two zones, which run parallel to the Kungsbacka fjord.

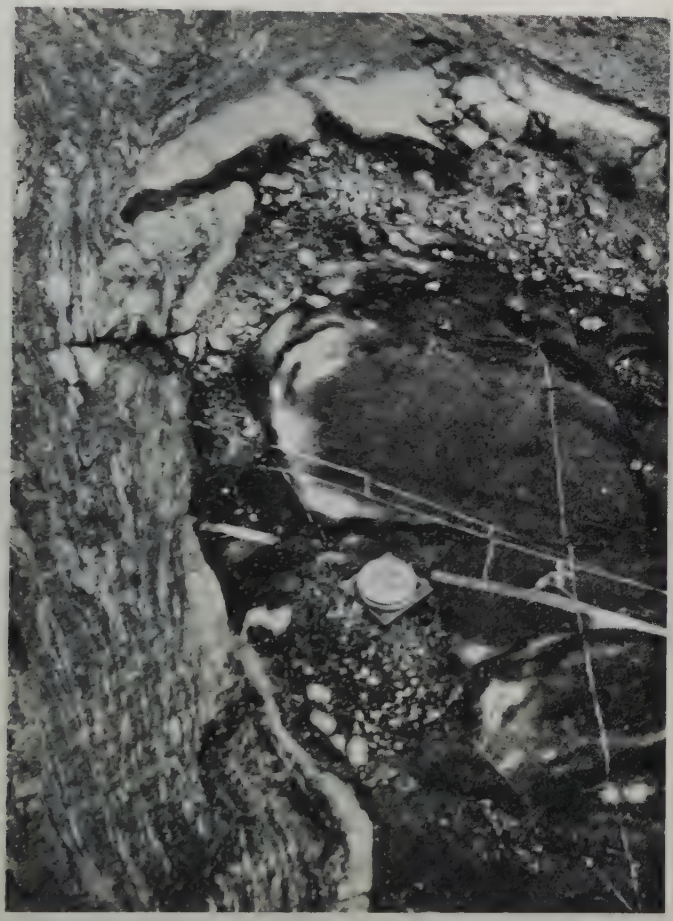
The composition and *habitus* of the veined Onsala gneisses depend on the character of the mother rocks. On the Onsala peninsula, we have thus amphibolitic, basic, intermediate, and acid veined gneisses

(compare Figs. 11—16). The latter predominate. Veined gneiss-granite occurs east of the Kungsbacka fjord, *inter alia* on Örmanäs (see above), whereas on the Onsala peninsula both the gneiss-granites and their basic predecessors have sustained the migmatization, as is shown by Figs. 11—13. To some extent, this is even valid for the basic rocks of the supra-crustal complex (Fig. 14).

The development of veined gneisses, *viz.* migmatization, in the bed-rock of Northern Halland seems to be due to the same eastern—western strain that has given origin to the dislocation zone at present visible as the Kungsbacka fjord and the valley towards Mölndal (and Gothenburg; compare the final chapter). The strain opened concordant joints in those parts of the supra-crustal layers inside the V-shaped Onsala coast, the orientation of which was approximately perpendicular to the strain. Owing to the pre-existent foldings and distorsions of the supra-crustal complex of the Onsala peninsula, the strain could not there effect any dislocations. Liquid could thus rise along the widening joints from deeper parts of the crust. Originally, this liquid may have been composed only of water and, perhaps, some gases dissolved therein. Sufficient quantities of silica and metals for the development of pegmatite and aplite could easily be produced by corrosion of the rocks that were drenched by liquid.

The field geology of the veined gneisses supports the assumption of rising liquid originally free from silicates. Strokes of veined gneisses and pegmatite, such as that SSW—W of Gottskär, have certainly been once composed exclusively of supra-crustal rocks. From considerations of space, the pegmatite here occurrent must contain the components of the pre-existent supra-crustal rocks (see Pl. 1). Of course the original rocks might have been transported upwards as remnants, but such an interpretation does not harmonize with the conformous orientation of the remnants still preserved in the pegmatite as compared with the general strike-and-dip of the surrounding, continuous layers of supra-crustal rocks. We have thus to retain the supposition that the migmatizing liquid has gradually and without dislocations eaten its way into the penetrable rocks by means of all available joints and that it has there re-deposited the dissolved silicates as pegmatite (and sometimes aplite, too).

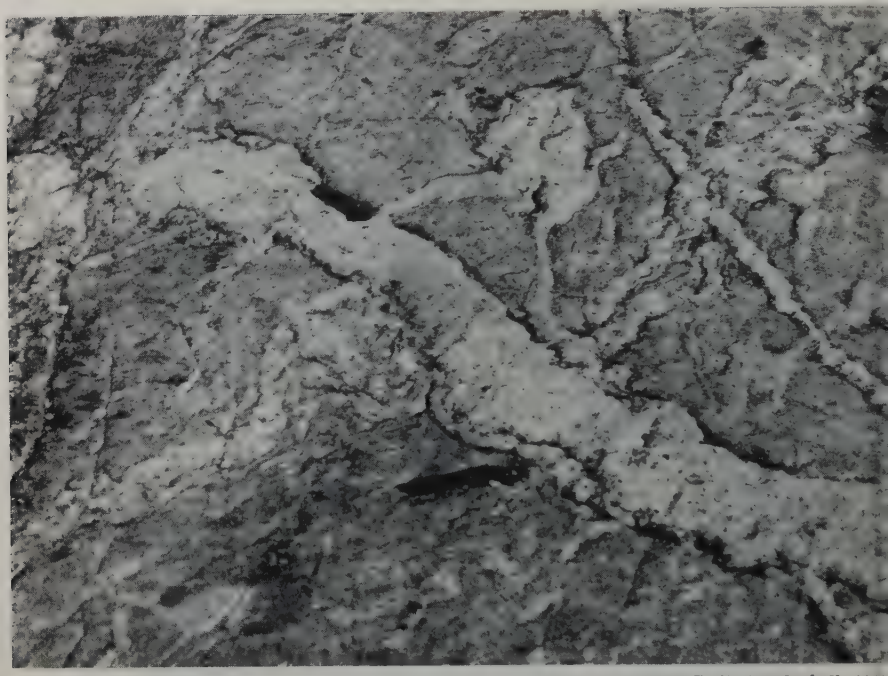
The Kungsbacka fjord represents part of a pack of parallel dislocation faces. The post-Glacial surface of the block to the east of the fjord has once been situated at a lower level in the crust as shown by comparison with the post-Glacial surface of the block containing the Onsala peninsula. This is the reason why Örmanäs — the cape to the



Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 14. Piece of amphibolite cut by joints filled with quartz and felspar. The piece is surrounded by veined gneiss and, in the upper right corner, gneiss-granite. $1^1/_4$ km NE of the centre of Onsala Sandö.

east of the fjord — is made up of veined gneiss-granite. Certainly, gneiss-granites veined through by pegmatites and aplites would also be found in the deeper parts of the Onsala peninsula. Indeed, the porphyritic gneiss-granite on the islands of the Kungsbacka fjord rather frequently contains thin concordant bands of red aplite, which should be interpreted as introductions to the development of veined gneisses. The degree of migmatization at a certain level of a block of rocks thus seems to depend on the distance between this level and the source of the altering liquid, and further on the temperature and general state of the migmatizable rocks.



Phot. P. H. Lundegårdh 1949

Fig. 15. Veined gneiss traversed by pegmatite dikes. Vessingsö (village 3 km SSW of Gottskär).

The pegmatite veins of part of the gneisses on and around the Onsala peninsula seem to have been the first result of the migmatization. Simultaneously with the development of these veins, dislocations still occurred in the bed-rock (Figs. 11, 12, 14, and 16). When the dissolution of the migmatizable rocks had proceeded as far as to permit the crystallization of real bodies of pegmatite, the bed-rock was not very displaceable, however. During the final phase of the migmatization, acid silicate solutions penetrated the wall rocks of the strokes of veined gneisses and pegmatite, certainly owing to the ceasing strain and the resultant lack of space within the strokes. These 'outside' dikes of pegmatite and aplite are always non-deformed, in contrast to part of the discordant pegmatite dikes of the veined gneisses themselves (compare Figs. 15 and 16).

Even the disintegrated Askim granite on the islands of the Kungsbacka fjord displays several non-deformed dikes of pegmatite. Moreover, on Brokö (one of these islands), I have observed a real mass of undisturbed pegmatite. Although pegmatites are as a rule resistant against deformations, we cannot thus doubt that the northern—southern

Phot. P. H. Lundegårdh 1949

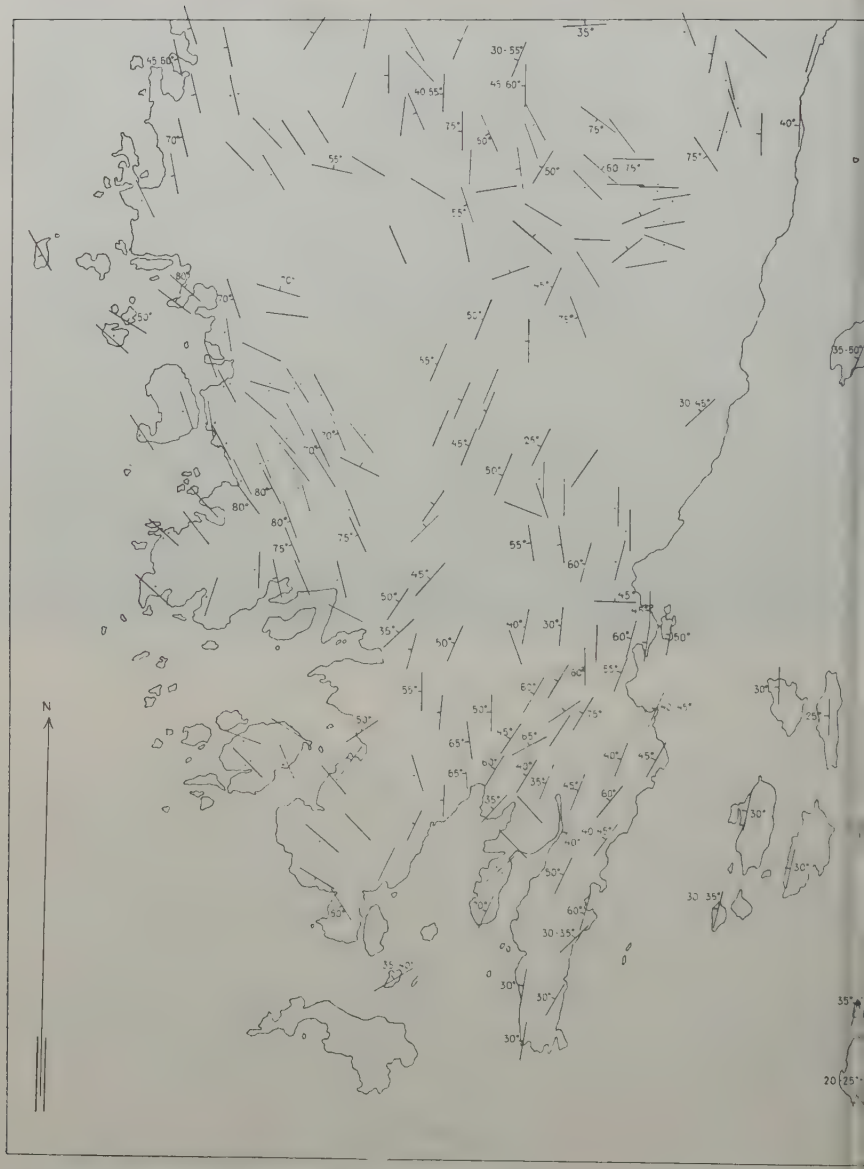
Fig. 16. Veined gneiss with displaced pegmatite dikes (ptygmatic folding). For locality, see Fig. 15.

dislocation of the Kungsbacka fjord and the Kungsbacka—Mölndal valley took place during the introductory stage of the veined-gneiss era. However, later dislocations along the 'veined-gneiss' joints of Northern Halland are known. A concrete example will be given: Near Hällesås, on the geological map-sheet Särö, a post-Archaean, eastern—western dolerite dike has become displaced 300 m by a narrow zone of northern—southern joints.

In the granite-and-gneiss-granite chapter, I have reported the existence of both post-tectonic microcline eyes and post-tectonic dikes of aplite (pp. 182 and 185). It is now evident that these eyes and dikes have formed during the final phase of the migmatization.

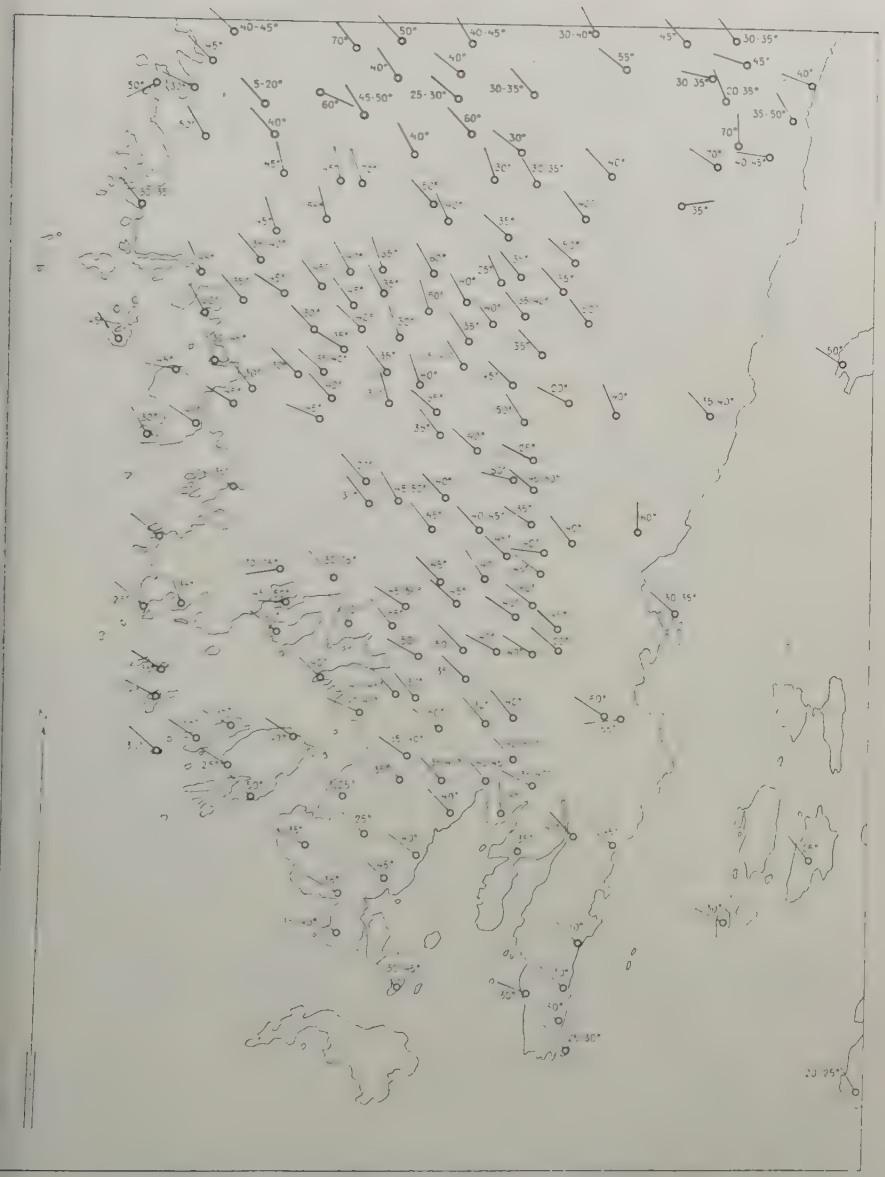
Post-Archaean Diabase

1,100 m east of the central part of the narrow channel between Onsala Sandö and the west coast of the Onsala peninsula, a curved, short dike of black, very fine-grained, non-deformed diabase with sparse amygdaloids has been discovered. The width of the dike amounts to 6 dm. Its mean strike is NNE.



För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 31 mars 1951.

Fig. 17. Schistosity of the Onsala rocks. Scale 1 : 100 000.



För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 31 mars 1951.

Fig. 18. Lineation of the Onsala rocks. Scale 1 : 100 000.

When investigated microscopically, the diabase will be seen t contain sparse phenocrysts of plagioclase in an ophitic matrix mainl composed of secondary hornblende (uralite) and plagioclase togethe with significant quantities of magnetite (most probably titaniferous) Quartz frequently occurs as an inferior constituent.

The hornblende is pleochroic in blue green (γ), olive green (β), an green yellow to colourless (α). 2V is about 90°. The mineral has de veloped as assemblages of minor individuals. The borders of some o these assemblages show that the primary mineral has been some kin of pyroxene. Now and then, the hornblende is accompanied by chlorite

During the uralitization of the rock, the plagioclase, an andesine has in part altered to oligoclase. It forms either corroded laths o xenomorphic individuals. It has frequently become totally sericitized

The rock now described should be interpreted as a dolerite that ha been altered by the acid residuals of its mother magma. The potassiun of the sericite as well as the whole of the quartz has apparently bee obtained from acid solutions. In addition, most transformations o andesine into oligoclase or of pyroxene into hornblende indicate th presence of acid silicate solutions.

Genetically, the diabase east of Onsala Sandö is intimately relate to the eastern—western dikes of dolerite that occur between Onsal and Gothenburg, *e. g.* south of Billdal. These dikes might be inter preted as early Palaeozoic. I need only call attention to the post Silurian dolerite beds of Västergötland and the Ordovician volcani activity in Great Britain. On the other hand, the general strike o the post-Archaean dolerite dikes of Western Sweden will class these a close relatives to the dolerite dikes of Scania, which are orientated i WNW—ESE. The magma of the latter most probably intrude during Lower Permian. It made use of joints that seem to have bee developed by the Hercynian folding (S. Hjelmqvist 1939).

The Evolution of the Onsala Rocks

The Archaean of Western Sweden belongs to a younger era tha the Central Swedish bed-rock. Age determinations on pegmatite be longing to the Bohus granite and carried out by means of the lea method have given figures between 825 and 865 millions, whereas the age of pegmatite belonging to the Stockholm granite amounts t 1,000 millions of years. The Stockholm granite and related rock such as the Fellingsbro and Malingsbo granites, finish the Svionia era of the Archaean evolution in Sweden, whereas the Bohus granit

and pegmatite are the final rocks of the Gothian era (see N. H. Magnusson, *e. g.* in 1949).

In 1947, W. Larsson gave the principles of the division of the Gothian era. In his survey of the petrology of Northern Dalsland and South-Western Värmland, he distinguishes the following series of Gothian rocks (from youngest to oldest; rocks inside brackets occur only outside the region investigated by Larsson):

16. Pegmatite and aplite (dikes).
15. [Bohus granite.]
14. Quartz breccias.
13. Quartz dikes.
12. Felspar-bearing quartz dikes.
11. Pegmatite (dikes, masses).
10. Migmatization, tectonization, mylonitization.
9. Dal formation (series of sediments including basic lavas).
— — — — — Discordance — — — — —
8. [Kappebo formation (sediments and acid volcanics).]
— — — — — Great discordance — — — — —
7. Åmål-Kroppefjäll granite series (diorite, granites, and pegmatite dikes).
6. Åmål formation (quartzitic sediments, conglomerates, volcanics).
— — — — — Great discordance — — — — —
5. Pegmatite (dikes).
4. Migmatization, development of soapstones.
3. [Gneiss-granites.]
2. Ultra-basic plutonic rocks.
1. Oldest supra-crustal complex (sediments, acid and basic volcanics).

During the evolution of the Gothian cycle, the various rocks enumerated above have been repeatedly folded, jointed and displaced (see the original scheme as given by Larsson in 1947).

Later investigations into the bed-rock of Western Sweden (by W. Larsson and the present writer) have revealed the regional applicability of Larsson's scheme. We may now presume that the rocks of Southern Halland (the geological map-sheets Laholm and Halmstad) correspond to 1—5 in the same scheme given above, whereas great parts of Northernmost Halland (including the geological map-sheets Onsala and Särö) should be occupied by younger rocks.

From a petrogenetical point of view, the Askim granite has proved to be of the greatest importance. This rock runs all through Northernmost Halland, Westernmost Västergötland and South-Eastern Bohus-

län like a continuous thread, which is approximately parallel to Göta Älv. In Southern Dalsland, it joins the Åmål and Kroppefjäll granites.

The age position of the remaining granites of the Onsala peninsula and its environments is less obvious than that of the Askim granite. The intimate field relations between these granites and the Askim granite will, however, justify the classification of all Onsala granites as members of the Åmål-Kroppefjäll series. Petrographically, the granites and gneiss-granites of Dalsland and Northern Halland are also closely related. The grey Onsala granites and gneiss-granites should thus correspond to the Åmål granite, whereas the red and red-grey Onsala granites (including the Askim granite) should correspond to the Kroppefjäll granites and the intermediate granites of the Åmål-Kroppefjäll series.

In his Dalsland scheme, W. LARSSON points out that Åmål and Kroppefjäll granites have locally developed by granitization *in situ* of older Gothian supra-crustal rocks. Petrographically, the relations between the two groups of rocks mentioned are thus intimate. The same can be said of the granites, volcanics, and sediments of the Onsala peninsula. We might here presume that the mother magma of the granites has developed by fusion of rocks belonging to the supra-crustal complex, especially as the high frequency of basic granite in the Onsala peninsula would be the logical consequence of such an evolution. The abundance of basic volcanics in the supra-crustal complex of Northernmost Halland must of course have considerable effect upon the petrographical character of any palingenic derivative of this complex (compare Pl. 1).

The oldest rocks of the Åmål-Kroppefjäll series are diorites. As we have seen from the above text, such greenstones are also common in and around the Onsala peninsula. However, the Onsala dioritic rocks (diorites, quartz-diorites) seem to have developed at least in part by metamorphism of basic lavas and tuffs. Thus, we cannot give a general classification of the Onsala dioritic rocks.

The gabbroic rocks of the Onsala peninsula are more apt to genetical considerations. Many of these rocks are ultra-basic, and they seem to have to be classed as members of group 2 in W. LARSSON's scheme. They should thus derive their origin from the basic and ultra-basic magmas that intruded into the supra-crustal complex during the initial folding of this. Such an hypothesis will harmonize with the high degree of alteration of the Onsala gabbroic rocks.

The above text indicates that the supra-crustal complex of Northernmost Halland should correspond to the oldest Gothian supra-crustal

complex (group 1) in W. LARSSON's scheme. In this complex, LARSSON distinguishes between four series of strata, from youngest to oldest:

IV. Clay slate.
III. Quartzite.
II. Acid volcanics.
I. Basic volcanics.

In the supra-crustal complex of the Onsala peninsula, high-metamorphic layers of slate have been sometimes found (biotite-muscovite gneisses). Such layers are, however, by far more common in the skerries SW—NW of Gothenburg. Northwards, they grade into the low-metamorphic slates of Rörtången and Tjuvkil near Marstrand.

Quartzite has also been observed on the Onsala peninsula, though it is there a very subordinate rock.

As we have seen earlier, acid and basic volcanics are the main components of the supra-crustal Onsala complex. These rocks would be suspected to correspond to I and II in the scheme just given. Indeed, there are in most cases no reasons to doubt the validity of such a classification. However, the rapid and high variations of the intensity of metamorphism now and then encountered in the supra-crustal Onsala complex give reason to suspect the presence of younger volcanics, *viz.* lavas and tuffs belonging to the Ámål formation. The field position of the low-metamorphic agglomeratic tuff NW of Meryt (p. 163) is very significant in this respect. Only 1 km NW of the outcrop of the tuff mentioned, we find a veined and winding amphibolite gneiss, that is to say: a high-metamorphic derivative of inhomogeneous basic volcanics.

A close study of the petrological map will provide further supports of the division of the supra-crustal Onsala complex into two series of different ages. Indeed, the strokes of low-metamorphic tuff will be found in the innermost and youngest parts of the distorted and tilted syncline as is obviously displayed by the Onsala peninsula. This distortion and tilting of the strata of the ancient Onsala syncline should be due to the intrusion of the various granites now occupying most part of the peninsula.

In the central parts of the Onsala syncline, we find the acid tuff with basic inclusions that has been already exposed to view in Fig. 3 (see p. 167). Although this tuff is surrounded by the intrusive gneiss-granite of Hylteråsen 1.5—2 km west of Forsbäck, its primary agglomeratic structure is preserved until the present time. However, such an exposed and inhomogeneous rock cannot possibly have existed from the very beginning of the Gothian cycle without loosing its primary

structure. Thus, it seems to belong to the Åmål formation, as well as the Meryt tuff and kindred low-metamorphic rocks from the innermost parts of the Onsala syncline.

The above text has shown that the Onsala bed-rock has been subject to more than one deformation. When re-considering Pl. 1 and Fig. 17 we find that the bulk of the supra-crustal complex was folded before the intrusion of the granites. Indeed, without deep-folding of part of the supra-crustal complex no palingenesis could have taken place and no secondary granite magmas could have developed.

I have also mentioned earlier (p. 188) that the Kungsbacka fjord forms part of a northern-southern dislocation zone and that the land to the east of the fjord was once situated at a lower level in the crust than the surface of the Onsala peninsula. The coast block of bed-rock containing the Onsala peninsula should thus have slid down along the pack of parallel joints that constitutes the dislocation zone mentioned.

Regional investigations into the bed-rock of Northern Halland and Western Västergötland show that the sliding movements in the Kungsbacka fjord have made use of an older dislocation zone, which at Kungsbacka turns to ENE and runs towards Lake Mjörn. This dislocation zone can be followed to Lake Vänern and from there into Värmland, where it has been studied in detail by N. H. Magnusson (1949, p. 84, and earlier works, such as 1933 and 1937). Magnusson points out that the Värmlandian gneisses to the west of the dislocation zone are much more schistose than the gneisses to the east of the zone. From this observation, Magnusson concludes that the bed-rock block to the west of the zone has been forced eastwards, thus resulting in an overthrust.

The whole of the bed-rock of the Onsala peninsula, but especially its intermediate and acid granites, bear evidence of a similar stress. The schistosity reflected in Fig. 17 and described in the granite-and-gneiss-granite chapter cannot have developed during the migmatization (which was caused by strain; see p. 188), because the dislocations of this epoch made use of the planes of the schistosity.

On the other hand, the lineation, which often has proved to be very distinct (Figs. 5, 9, and 18), would seem to have developed by strain (in the sense of B. Sander) especially as the lineation is on the whole parallel to the strain of the veined-gneiss epoch.

There exist, however, strong objections against such an interpretation of the lineation. The strain once working in Northern Halland effected both dislocations of, and an increase of the volume of, the bed-rock (as a consequence of the formation of the various veins, bands, dikes, and masses of pegmatite and aplite). Thus, there are

/D Diabasgång
Diabase dike

Kraftig förskiffring
Strong schistosity

B Eruptivbreccia
Eruptive breccia

Pegmatit med aplit som oregelbundna anhopningar av sliror, ådror, körtlar och gångar i äldre bergarter
Pegmatite with aplite, swarms of disordered veins, lenses, and dikes

Pegmatit med aplit som tätt återkommande, längs gnejsigheten orienterade sliror i äldre bergarter (ådergnejs)
Pegmatite with aplite, concordant veins in gneissic rocks (= veined gneisses)

Pegmatit med aplit, vanligen innehållande gnejsrester
Pegmatite with aplite, masses with remnants of gneisses

Granit, gråröd—mörkt grå, vanligen gnejsig (gnejsgranit), ofta porfyrisk, som gångar i äldre bergarter
Granite, dikes, grey red to dark grey, frequently porphyritic, as a rule gneissic (gneiss-granite)

Granit, lik ovanstående, som tätt återkommande, längs gnejsigheten orienterade sliror, band o. d. i äldre bergarter
Granite, concordant veins and bands in older rocks, similar to the above granite

Granit, gråröd—mörkt rödgrå, grovporfyrisk (Askimsgranit), oftast starkt gnejsig (ögongnejsgranit)
Granite, with coarse microcline eyes, grey red to dark red grey, schistose (Askim granite, gneissic)

Granit, rödgrå—röd, gnejsig (gnejsgranit, intermediär—sur)
Granite, red grey to red, gneissic (gneiss-granite, intermediate to acid)

Granit, rödgrå—grå, vanligen gnejsig (gnejsgranit, intermediär)
Granite, red grey to grey, as a rule gneissic (gneiss-granite, intermediate)

Granit, svartgrå—mörkt grå, hornbländerik, ofta kvartsdioritisk, vanligen lätt gnejsig (gnejsgranit, basisk)
Granite, black grey to dark grey, high in hornblende and grading into quartz-diorite, most frequently gneissic (gneiss-granite, basic)

Kvartsdiorit och diorit, oftast innehållande amfibolitrester eller övergående i amfibolit
Quartz-diorite and diorite, most frequently containing remnants of amphibolite, or even grading into this rock

Uralitgabbro, uralitporfyrit, hornbländesten
Uralite-gabbro, uralite-porphyrite, hornblendite (davainite)

Gnejs, rödgrå—röd, ibland lätt porfyrisk, icke sällan granitisk (granitgnejs, sur), någon gång leptitisk
Gneiss, red grey to red, in part porphyritic, now and then granitic (granite gneiss, acid)

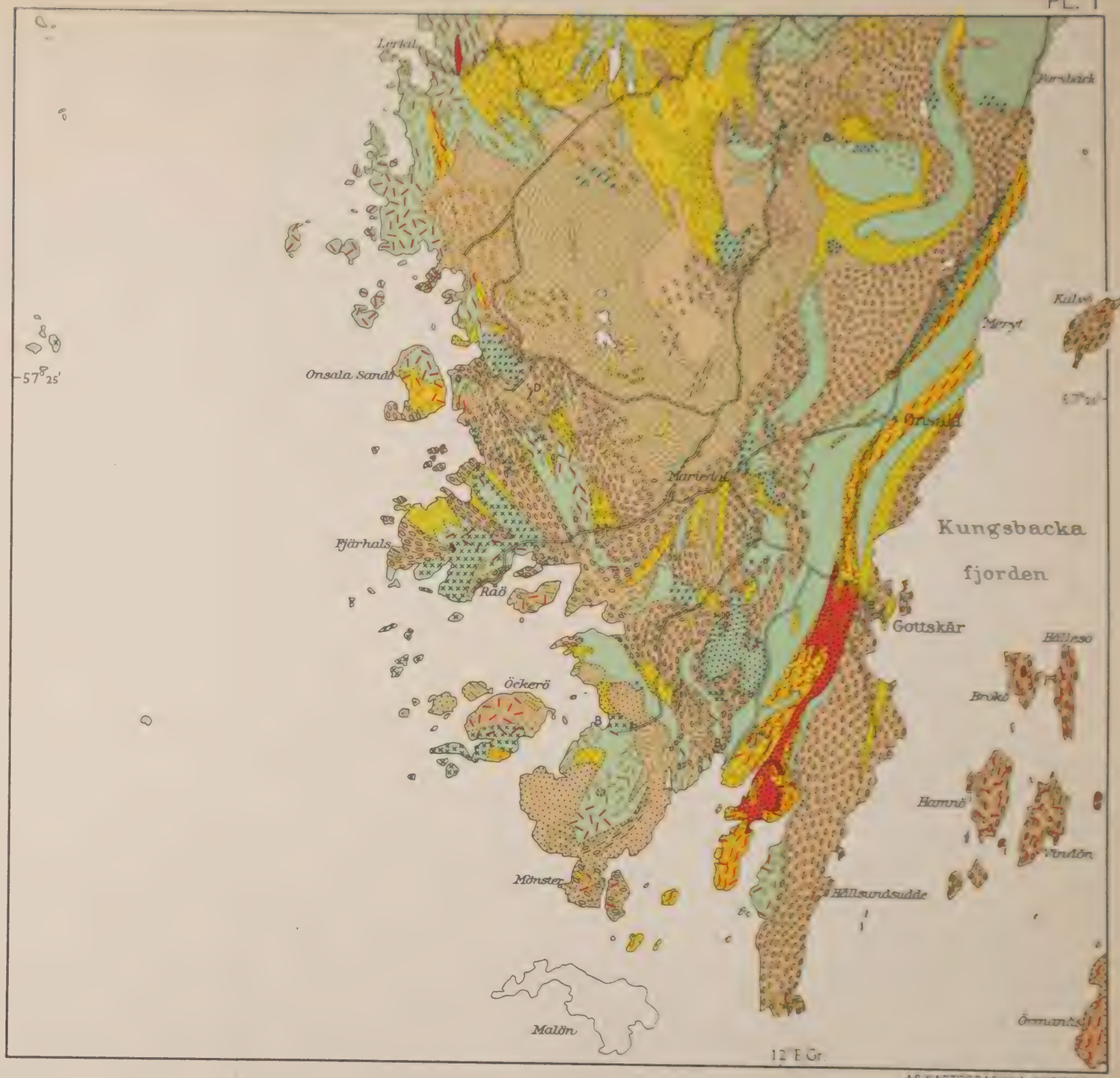
Gnejs, rödgrå—grå, ibland lätt porfyrisk, ibland granitisk (granitgnejs, intermediär), någon gång leptitisk
Gneiss, red grey to grey, sometimes porphyritic, sometimes granitic (granite gneiss, intermediate)

Gnejs, svartgrå—mörkt grå, femisk, ofta med inlagringar av amfibolit, ibland granitisk (granitgnejs, basisk)
Gneiss, black grey to dark grey, mafic, frequently containing layers of amphibolite, sometimes granitic (granite gneiss, basic)

Amfibolit och amfibolitisk gnejs som skivor och lager i yngre bergarter
Amphibolite and amphibolitic gneiss, sheets and layers in younger rocks

Amfibolit och amfibolitisk gnejs, ofta kvartsdioritisk eller dioritisk, ibland uralitporfyritisk
Amphibolite and amphibolitic gneiss, frequently quartz-dioritic or dioritic, sometimes porphyritic

Basalttuff, oftast uralitiserad
Basaltic tuff, most frequently uralitized



AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB, STOCKHOLM (68)

BERGGRUNDSKARTA ÖVER ONSALALANDET

PETROLOGICAL MAP OF THE ONSALA PENINSULA

P.H. LUNDEGÅRDH 1950

SKALA 1:100000

0 1 2 3 4 5 km

no reasons to suppose that the strain had any influence upon the orientation of the minerals of the pre-existent Onsala rocks. In addition, most veined gneisses, all pegmatite, and all aplite, *viz.* the products of the migmatization, lack lineation.

It ought now to be mentioned that in the Caledonian mountain-range the lineation runs parallel to the overthrusts and that it has developed simultaneously with these (see E. M. Anderson 1948 and the Norwegian papers there quoted). As also evident from Anderson's paper, this is an embarrassing kind of tectonics, especially for investigators accustomed to the »normal» tensional lineation of the Alps. However, in view of the Caledonian experience, it seems possible to presume that the lineation of the Onsala bed-rock developed at the same time as the schistosity and great overthrust zone of Western Sweden.

Before I finish this survey of the genesis and deformation of the Onsala bed-rock, I have to point out that the relative ages of certain members of the sequence of rocks described are still subject to discussion. In point of fact, we cannot tell the exact position of the migmatization products, *viz.* the veined gneisses, the pegmatites, and the aplites. These rocks may represent more than one epoch of rock formation inside the wide boundaries of the Gothian cycle.

Literature Cited

Anderson, E. M., 1948: On lineation and petrofabric structure and the shearing movement by which they have been produced. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, CIV.
Hjelmqvist, S., 1939: Some post-Silurian dykes in Scania and problems suggested by them. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 430.
Johansson, H. E., 1931: Beskrivning till kartbladet Göteborg. Berggrunden. — Ibid., Ser. Aa, N:o 173.
Larsson, W., 1947: Några resultat av berggrundsgeologiska studier inom Dalformationens norra gränsområde. — Geol. Fören. Förhandl., 69.
Lundegardh, P. H., 1949 a: Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 513.
—, 1949 b: Beskrivning till kartbladet Untra. Berggrunden. — Ibid., Ser. Aa, N:o 191.
—, 1950: Fynd av agglomeratiska tuffer pa Onsalahalvön i Hallands län. — Geol. Fören. Förhandl., 72.
Magnusson, N. H., 1933: Beskrivning till kartbladet Karlstad. Berggrunden. — Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 174.
—, 1937: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. — Geol. Fören. Förhandl., 59.
—, 1949: Sveriges geologi. Berggrunden. Andra uppl. Svenska Bokförl. Stockholm.
Rosenqvist, I. Th., 1949: Diffusjonskoeffisienten for bly i noen radioaktive mineraler. (English summary.) — Geol. Fören. Förhandl., 71.

Plansch 1 för publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 31 mars 1951.

The fragment-bearing gneissose rocks of the Gabbi-Mesket region, Swedish Lapland

By

G. J. J. Aleva

This paper deals with the formation and stratigraphical position of a remarkable rock series found in the Gabbi-Mesket region, Västerbotten, Sweden. This series was already described in detail in a previous paper (Aleva 1950) where its characteristics and origin were summarized as follows:

»The rocks considered are characterized by a garnet-mica-gneiss with mostly porphyroblastic plagioclase, enclosing a variable number of fragments mostly of both amphibolite and a granulite-like rock. The size and shape of the fragments are also highly variable. These rocks are only found in the vicinity of the norite massifs» (p. 60)

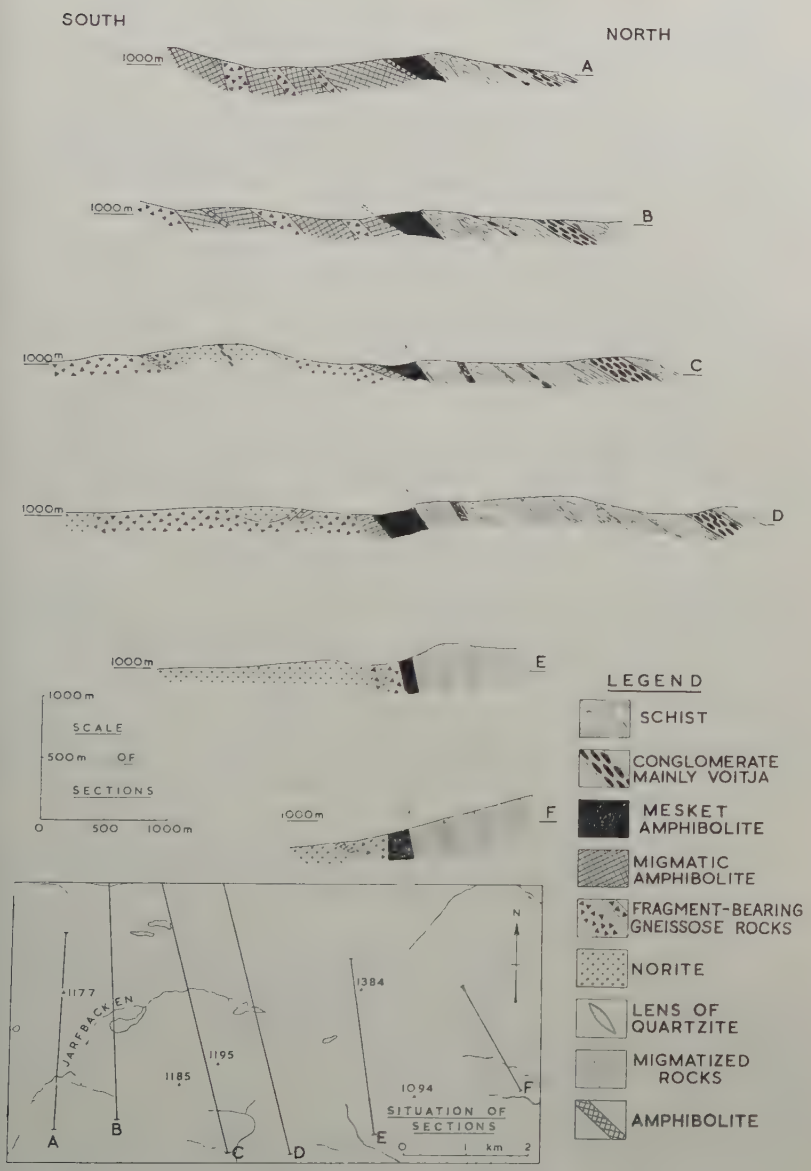
and

»... it seems reasonable to assume the following origin for these rocks. After the intrusion of the norite and probably helped by the heat of it, the schists of the higher metamorphic series have suffered an ultra-metamorphic reconstitution or nearly complete anatectic remelting, probably facilitated by an addition of alkalies, especially sodium» (p. 131—132).

In reviewing this previous paper in the present journal (Geol. Fören. Förhandl., 72, 1950) Kautsky questioned this origin and he compares these rocks with the polymict conglomerates and sedimentary breccias which occur at many localities in the Caledonian mountains of Västerbotten and Norrbotten (e. g. the »Gillikskonglomeratskiffer» of Kulling 1933).[1] A renewed consideration of the facts and the literature leads me to stick to my former opinion. In the following paragraphs I will explain why.

The polymict conglomerates mentioned by Kautsky are summarily described by him (Kautsky 1949). We see there that the characteristics are: pronounced polymict conglomerate or breccia, fragments of all

[1] Personal communication by G. Kautsky.



För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk den 14 februari 1951.

Fig. 1. Geological sections from the Gabbi region, N. Västerbotten, Sweden.

dimensions (1 cm^3 to 1 m^3), always rounded fragments besides angular ones, nearly always fragments or boulders of acid to intermediate eruptive rocks which are called the »Leitgerölle» of the polymict conglomerate.

The stratigraphical position of this polymict conglomerate is directly above the Mesket Series (s. l. of KULLING) and underneath the following argillaceous sediments, consequently they are older than the Voitja conglomerate which lies above the argillaceous rocks mentioned. In the stratigraphical table of KULLING these polymict conglomerates are named »Gillikskonglomeratskiffer» which compose the lower beds of the »Gilliksserien», which is overlain again by the »Vojtjaserien» with the characteristic quartzite conglomerate of that name.

The characteristics of my fragment-bearing gneissose rocks are not at all in harmony with the properties of the polymict conglomerate as mentioned. The fragment-bearing gneissose rocks only contain fragments of amphibolites and of calcareous quartzitic rocks (with a peculiar granulitic texture). Among the many fragments investigated never an acid or intermediate eruptive rock was found. And lastly, the stratigraphical position is not at all in agreement with the polymict conglomerate of KAUTSKY (this polymict conglomerate horizon was not found in the Gabbi-Mesket region, at least no rocks that correspond with the above summary). The fragment-bearing gneissose rocks occur below or in between the Mesket amphibolites; they never were found above these amphibolites. More precisely, these fragment-bearing gneissose rocks occur only in the neighbourhood of or in direct contact with the norites and gabbros.

So it seems rather sure that the puzzling rock of the Gabbi-Mesket region cannot be parallelized with the polymict conglomerates, as KAUTSKY suggests.

The position of the fragment-bearing gneissose rocks is shown in the sections of Fig. 1 in a more elaborate way as was possible in my previous paper. The sections run more or less parallel to the section which accompanies my former paper and cross the intricate contact zone of the Mesket amphibolites with the norites. The southern boundary of the norites is exposed in the region which will be described in due course by Mulder. From personal communications I know that the norite most times is bounded by a rock resembling the fragment-bearing gneissose rocks which in their turn are bounded by amphibolites parallelized with the Mesket amphibolites.

Section A, the most westerly one, shows the most simple relations. One below the other are found from north to south:

(1) Kyanite-bearing staurolite-garnet-mica schists of the higher metamorphic series
(2) Mesket amphibolites
(3) a zone of lenses composed of fragment-bearing gneissose rocks
(4) slightly migmatic amphibolites with features relating them to the Mesket amphibolites
(5) a zone of fragment-bearing gneissose rocks
(6) massive, slightly migmatic amphibolites
(7) a third zone of fragment-bearing gneissose rocks
(8) another zone of massive, migmatic amphibolites
(9) a fourth zone of fragment-bearing gneissose rocks
(10) a third mass of massive, migmatic amphibolites which continue over some distance into the region which will be described by Mulder.

Section B shows how the first zone of fragment-bearing gneissose rocks pinches out. Here and there a small remnant is found in the field, mostly however, both amphibolites meet together with distinct signs of intensive movement along the contact-plane.

Section C reveals a new feature: the large lens of conglomerate enclosed in the norite. Here the conglomerate is purely monomict and made of rather even-sized, strongly pressed quartzitic pebbles in a subordinate matrix of garnet-mica schists. More to the west a large conglomerate lens is found at the contact of the second zone of fragment-bearing gneissose rocks and the underlying amphibolites (6). This conglomerate is poverly polymict and closely resembles the Voitja conglomerate as it is found some kilometers more to the north.

Another new feature in this section C is the large lens of calcareous amphibolites with epidote and garnet, a rock which shows some resemblance to several types of the Mesket amphibolites.

The other sections show comparable features.

How to explain this rather intricate succession of rock types? As I have shown in my previous paper, the schists, the Voitja conglomerate, and the Mesket amphibolites, all belonging to the higher metamorphic series, show a distinct tendency to recumbent folds, recumbent folds with attenuated middle limbs, and fault-folds, especially in the neighbourhood and at the contact of the schists with the Mesket amphibolites. Further a repetition of beds frequently occurs as is nicely revealed by the Voitja conglomerate lenses.

To explain the lenses of conglomerate, partly surely belonging to the Voitja conglomerate, in between the norite and the fragment-bearing gneissose rocks, it seems reasonable to assume a like tectonic

origin. So I suggest the following hypothesis for the formation of this narrow strip of the Caledonian mountains now occupied by the rivulet Järfbäcken:

A series of sedimentary and effusive basic rocks was pushed into recumbent folds. Continued shearing developed reduced and faulted middle limbs which caused the »rootless» position of resistent rocks in between more plastically yielding ones. This relation is found again just north of the Mesket amphibolites in the southern part of the investigated region. Then the norite intruded using the most passable roads, i. e. the faults. The norite assimilated some material causing the remarkable garnet-rich rocks formerly described. Further the norite furnished a large amount of heat which caused the partly or complete melting of the wall rock. It is just this partly melted wall rock that is now found as fragment-bearing gneissose rocks. All elements are present: the original argillaceous rocks in the more or less gneissose matrix, the intercalated calcareous quartzitic beds, the local amphibolitic sills in the fragments, and as larger features, and the Voitja conglomerate and the Mesket amphibolite in the huge fragments.

This picture is rather hypothetical but it covers all the facts assembled during the field work and the laboratory study. Further investigation, especially of other parts of the same norite body, may yield other facts which will possibly ask for some additions or alterations, but the close connection between tectonics, norite, and fragment-bearing gneissose rocks will stand.

References

Aleva, G. J. J., 1950: Geology and petrology of the Gabbi-Mesket region, Swedish Lapland. — Acad. proefschrift, Amsterdam (Assen 1950).

Kautsky, G., 1949: Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden. — Geol. Fören. Förhandl., 71: 253—284.

—, 1950: Review of Aleva, G. J. J., 1950. — Ibid., 72: 228—230.

Kulling, O., 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del. — Ibid., 55: 167—422.

Två nya borrtyper för fasta jordlager

Av

Carl-Gösta Wenner

Abstract. This paper aims at giving an idea of two new borers for taking samples of firm and thick deposits.

Borros provtagningsspets

AB Borro i Stockholm har konstruerat en borr, som är väl värd att bli känd av geologerna och komma till användning vid geologiska arbeten.

Provtagningsapparaten, den s. k. provtagningsspetsen (fig. 1), kan fogas till AB Borros hejarborr (skarvjärn d = 32 mm). På önskat djup öppnas provtagningsapparaten genom vridning. En provtagningscylinder av mässing blottas genom att borrstången höjes upp ur cylindern med hjälp av en gängning, som sitter ovanför cylindern. Därefter slås borren ned ytterligare någon decimeter, så att jord pressas in i cylindern (cylinder och prov 34 × 150 mm). Borrens nedförande sker genom en bensinmotor.[1] Uppdragning bör helst göras med domkraft eller s. k. borrlyft.

Denna utmärkta borr för sondering och provtagning torde vara det mest effektiva borrverktyget i fastare jordlager, där stenblock ej lägga hinder i vägen. Borren har exempelvis visat sig arbeta snabbt och bra i blockfattig morän av typen Kalixpinnmo. Om materialet har benägenhet att rinna ur provtagningscylindern, kan denna förses med en »slutare» av mässingsfolie.

Borros provtagningsspets lämpar sig även för mäktiga lagerföljder med enstaka lager av fast beskaffenhet. Vid exempelvis undersökningar i Uppsala gick det snabbt att få en god uppfattning om följande lagerföljd: 20 m postglacial lera, 12 m glacial lera, 3 m sand och grus samt moränbotten 35 m under markytan — allt verifierat med prov.

Borro-spetsens största svaghet synes f. n. vara, att lerproven deformeras något. Tack vare tillmötesgående av Kooperativa Förbundet och

[1] Sven Kjessler: Några synpunkter på hejarborrning i kombination med viktsborrning och provtagning. — Tidn. f. Byggnadskonst, N:o 10, 1950.

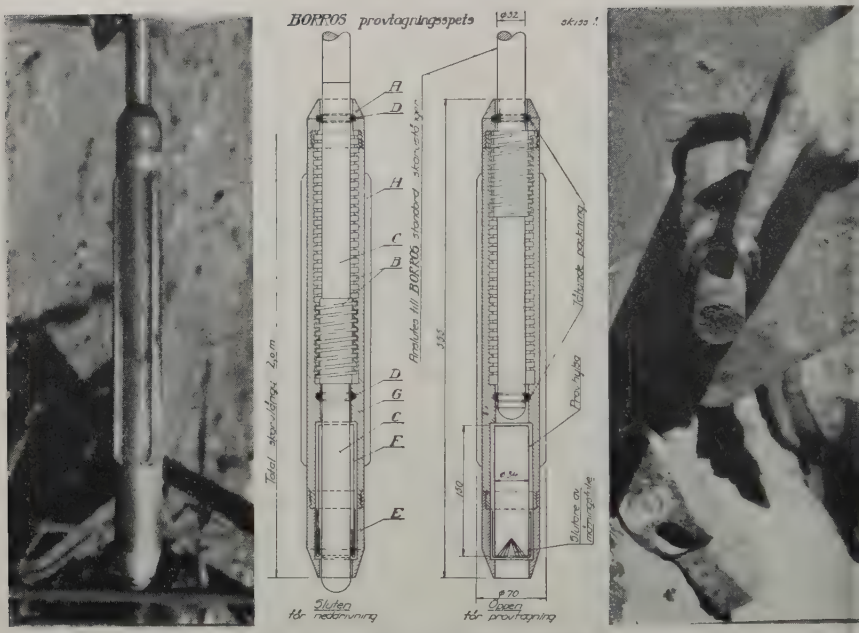


Fig. 1. Borros provtagningsspets. Foto och sektionsritning till vänster: borrstång (C) nedförd till provtagningsapparatens spets (neddrivningsläge). Sektionsritning till höger: spetsen gängad upp ur provtagningscylindern F (provtagningsläge). Foto till höger: spetsmantel (E) bortskruvad blottande den jordfyllda provtagningscylindern.

Statens Järnvägar ha provserier i ett par fall kunnat tagas intill varandra med såväl Borros provtagningsspets som med den gamla beprövade kolvborren av John Olssons konstruktion.[1] De upptagna lerprovens fasthet har undersökts enligt konmetoden i vanlig ordning. Som kontroll på att prov med samma provtagningsdjup verkligen härröra från samma jordlager, ha även vattenhalt, finlekstal och relativt hållfasthetstal för omrört prov undersökts. Fig. 2 redovisar provningsresultatet från en av de dubblerade provtagningarna. Lerans fasthet (här uttryckt som relativt hållfasthetstal, H_3) synes vid provtagning med den nya borren i allmänhet ha nedsatts med ungefär en tredjedel.

Det återstår att fortsätta dessa undersökningar. Sedan tillräckligt stort material insamlats, kan man kanske få fram en bestämd relation mellan de olika provtagningsmetoderna, så att värden erhållna med Borros provtagningsspets till en viss grad kunna kalibreras. Den fortsatta undersökningen bör omfatta olika djup och olika jordarter.

[1] John Olsson: Kolvborr, ny borrtyp för upptagning av lerprov. — Tekn. Tidskr. 55. 1925.

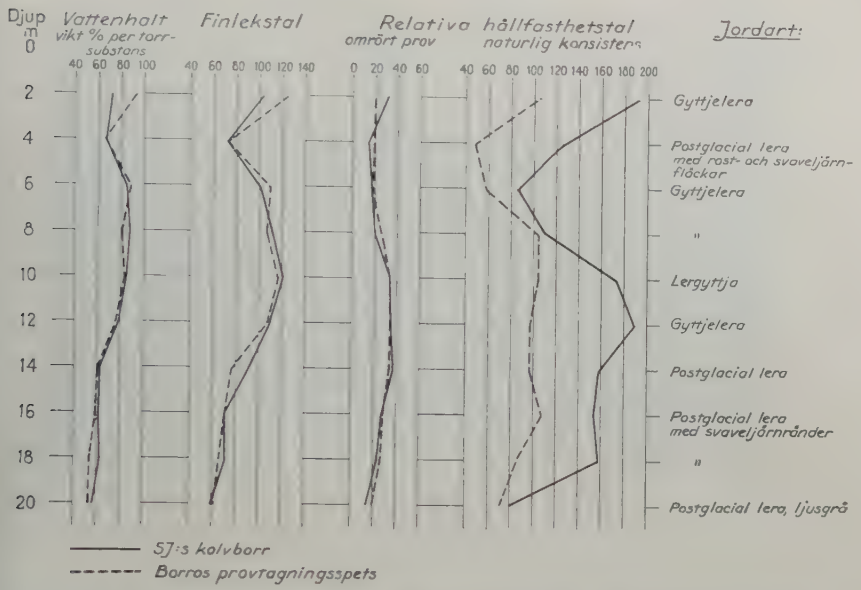


Fig. 2. Undersökning av lerprov tagna med kolvborr och provtagningsspets.

Borr för grusundersökningar

När det gäller grusundersökningar, har det knappast funnits någon bra och billig borr. Tidigare har jag för större djup använt linstötborrning och sandpump av Svenska Diamantbergborrningsaktiebolagets modell.[1] Denna metod medför lätt nedkrossning av material.

Borros provtagningsspets kan numera användas i vissa fall, ehuru det är svårt att få upp singelrikt grus. Dessutom bli provkvantiteterna för små för siktning och andra undersökningar.

För att bemästra sistnämnda svårigheter och för att slippa dyrbara provgropar med grävning och spontning har jag låtit tillverka en ny provtagningsapparat (fig. 3). Denna består av två grova stålrör med stora hål i väggen, lämpligen ett hål på varje meter. Inre rörets hålighet kan blottas och tillslutas genom vridning av yttre röret. Hålet är så stort, att grus och singel kunna falla ned i röret, vars hålighet genom tvärväggar uppdelas i en rad fågelholkslika rum, ett rum för varje hål. Spets och slagdyna är SJ:s standardtyp för 3″ foderrör. Borren får hejas ned. Genom vridning kunna rummens hål öppnas och slutas såsom i en kannborr. Om flera »provtagningsholkar» finnas, erhållas vid vridningsproceduren prov på olika provtagningsnivåer.

[1] Carl-Gösta Wenner: Fjärås bräcka. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 519. 1951.

Fig. 3. Ny borr för grusundersökning nedförd i grusbacken. Två stängda provtagningsöppningar synas mellan slagdynan och markytan.

Ifrågavarande borr har ännu ej erhållit sin slutgiltiga utformning. Den har dock med framgång prövats vid grusundersökningar i Ulriksdal, Backe, Överhogdal och Tannflo. På dessa platser har man tack vare den nya borren sluppit dyrbara och tidsödande provgropsgrävningar till ett djup av c:a 8 m.

En palsmyr sydost om Kebnekaise

Av

G. Lundqvist

Abstract

The author has examined a marsh with palses (from a Finnish word) in the high mountains SE of Kebnekaise, Lapland, Sweden. The palses are hummocks of frozen peat permanently stratified with ice, in which it is very difficult to force one's way down. The examined pals was > 2 m deep. A rough picture of the ice stratification is shown in Fig. 8.

There are principally two theories of the development of the palses: 1. the opinion of Kihlman that they are erosion residuals from a coherent marsh area; 2. the opinion of Fries that the peat mass is raised by peat soaked in from the sides when the thawing caused a reduction in pressure at the bottom of the pals.

According to the opinion of Fries the freezing commences in the small hummocks, which stick up through the snow. But then, according to the author, the ice layers are formed in the peat between different peat layers, in hollows etc., where the water is transported by a capillary action from below and from the sides. In that way the lower parts of the peat become quite dried up, more water is then soaked in from the unfrozen marsh. Possibly it happens periodically (every year?). The interior of the pals is therefore built up alternately of peat (1—2 cm) and ice (2—5 cm).

Round the pals is a depression with water, the pals lagg, Fig. 4 (after the lagg at the raised bogs). It is probably formed by the increased burden of the heavy pals.

The results of pollen analysis (Figs. 7—9) have shown that the accumulation of peat in the pals is ended earlier than on the surface of the marsh. The reason is probably that the upper part of the pals is withdrawn from the contribution of water that is necessary for the plants, of which peat is formed.

The distribution of the palses in Sweden (Fig. 10) is determined by the curve for 120 days with $-10°$ C.

Under Sveriges Geologiska Undersöknings berggrundsundersökningar i övre Lappland antecknades på min begäran iakttagna palsar. Därunder anträffades ett stort antal även utanför det tidigare kända området (jfr Lundqvist 1944, s. 349).

Palsarna äro lokala upphöjda partier på myrarna, vilka innehålla hårdfrusen torv och is. De äro sedan gammalt kända från Europas, Asiens och Amerikas nordligaste delar, där klimatet är mer eller mindre av arktisk karaktär. Enligt meddelande av Sigurdur Thorarinsson finnas de även på nordligaste Island, där de kallas rústir (sing. rúst). De ha studerats mest av ryssar och finnar, varför litteraturen är svårtillgänglig; bland svenskarna är det särskilt Th. C. E. Fries (1913), som behandlat dem. Han var nämligen under sina resor för Renbeteskommissionen i tillfälle att studera dem så som ingen annan. I övrigt märkes Auers (1927) undersökning. Att döma av den litteratur i ämnet,

Foto G. Lundqvist, juli 1950

Fig. 1. Palsmyren i Paltavagge. Fjällen i bakgrunden döljas av dimma.
The pals marsh in Paltavagge. The high mountains in the background are covered by a mist bar.

som är tillgänglig för mig, förefaller det dock, att man trängt djupare ned endast i ett fåtal palsar. Av denna orsak beslöt jag att se närmare på en sådan. I allmänhet ligga palsarna relativt otillgängligt, men i materialet valde jag ut en, som låg tämligen lättåtkomlig, även med den tunga utrustning, en sådan undersökning kräver. Myren ligger i Paltavagge SO om Nikkaluokta utanför Kebnekaise (fig. 1 och 2), och den anträffades 1949 av Tryggve Eriksson och Bengt Grahn. Då det är osannolikt, att jag blir i tillfälle att taga upp palsproblemet på en så bred bas, som frågan egentligen kräver, publiceras resultaten redan nu.

Resan företogs med min hustru och Axel Theolin. Det bör redan här framhållas, att det är Theolins förtjänst, att jag lyckades få en profil genom en pals. Hårdfrusen torv och isskiktad torv utgöra nämligen ett ytterst svårarbetat material. Torven är armerad med is, och endast med tillhjälp av isbillen kunde vi hacka oss ned i den hårda palskroppen. Ute på myren däremot kunde den vanliga torvborren användas. Det tunna islager, som vid vårt besök kvarlåg inom vissa delar av my-

Foto G. Lundqvist, juli 1950

Fig. 2. Palsar i närbild. Dessa palsar äro gamla och eroderade på ytan, så att torven ligger blottad. Sprickbildningen tillhör detta utvecklingsstadium.
Some palses at a short distance. These palses are old and eroded on the surface, so that the peat is exposed. The fissures distinguish that stage.

ren, var lätt att tränga igenom. Regn och ett starkt upptinande förorsakade, att gropen i palsen överraskande hastigt fylldes med vatten. Saknande spann måste vi därför på morgonen skyffla ned torven i gropen, låta den suga upp vattnet och sedan skyffla upp vällingen. Sådana vidriga omständigheter medförde, att undersökningen på den knappa tid, som stod mig till buds, ej kunde genomföras så i detalj, som önskligt vore.

Linjeprofilen (fig. 3) visar, att myren ligger uppe på vattendelaren i dalstråket. På fjällsluttningen invid själva vattendelaren ligger en kraftig källa, som tydligen matas från sluttningen av Tuolle i söder, medan källan i sin tur matar myren. Denna är därför genetiskt en källmyr. Dess vegetation domineras av carices, bland vilka *Carex ampullacea* antecknats; dessutom märkes *Eriophorum polystachium*. Ute på myrytan förekomma bland starren *Ceratodon purpureus*, *Orthocaulis Kunzeanus* och *Polytrichum strictum* (bestämda av H. Persson). Vidare finner man, där torven är tunnare, dvärgbjörk, enbuskar och lappvide.

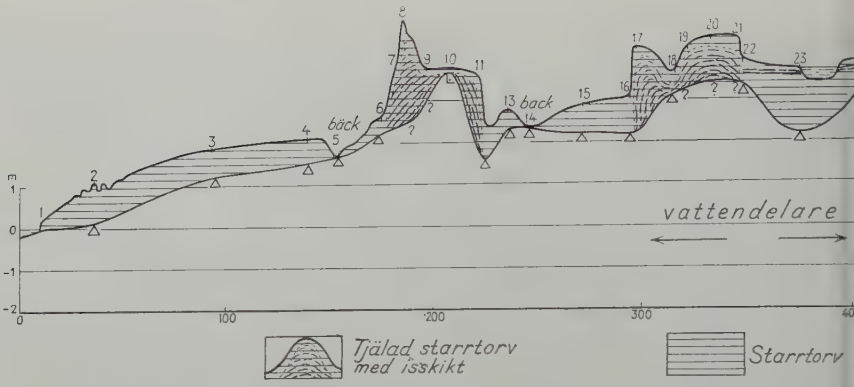


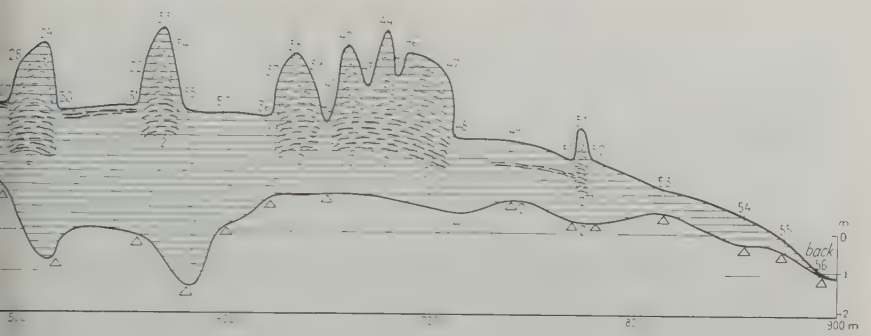
Fig. 3. Linjeprofil genom palsmyren, ritad i 20 × överhö
Vertical section through the pals marsh; notice scale 20
»Tjälad starrtorv med isskikt» = *frozen sedge peat with i*
»vattendelare» = *v*

På tuvorna förekommer ibland *Molinia coerulea*, medan *Comarum palustre* håller sig till de blötaste ställena.

Palsarna äro ofta omgivna av en ett par dm djup vattensänka (fig. 4). Palsen och denna sänka erinra om en högmosse med dess lagg, varför jag benämner sänkan palslaggen.[1] Den är ibland så bred, djup och lösbottnad, att man endast med stor svårighet kan taga sig över densamma. I vissa fall kan palslaggen vara bevuxen med *Sphagnum Lindbergii* (bestämd av H. Persson). Palsens yta är av två slag, antingen bevuxen eller visande en naken torvyta. Båda slagen finnas på denna myr. Jag har tolkat detta så, att den förstnämnda ännu är under tillväxt, medan den nakna ytan indicerar pågående nedbrytning. Att en nedbrytning verkligen pågår, antydes därav, att myrytans östra, lägre del är rikt belagd med svämtorv, tydligen hitförd under tjällossningen. Erosionsfaktorer äro sannolikt både regnet och vinden. Den förra arbetar naturligtvis under vegetationsperiodens nederbördsrika del, medan vindens arbete förutsätter, att torvytan är torr.

Palsarnas form är av ett visst intresse. De vanliga enkla palsarna äro rundade eller avlånga. Under vissa omständigheter bildas flera palsar nära varandra, och genom tillväxten flyta de tillsammans. Skarvarna kvarstå dock som markerade rännor. Beträffande palsarnas profil märkes, att de äro högst och brantast på den sida, som är vänd från vatten

[1] Svante Lundgren (1949) har i »Stiglöst land» omnämnt palsarna och i samband därmed kallat palslaggen »palskar». Benämningen är ej lyckad. Lundgren har välvilligt lämnat mig en del palsuppgifter från den trakt, hans arbete behandlar. Jag ber därför att få uttala min tacksamhet.



D *Diatomacéer i torv* KKK *Kiselgur* LLL *Mo eller mjöla* △ *Morän*

G. Lundqvist och A. Theolin 1950

liggöra direkt jämförelse med andra svenska torvprofiler.
irect comparison with other Swedish marsh sections.
rv» = *sedge peat;* »Diatomacéer i torv» = *diatoms in peat;*
= *brook.*

delaren. Då profilen ritas i stark överhöjning, förefaller den nämnda asymmetrien bero på att hela palskroppen undergår en förskjutning utför sluttningen. Men i naturen är denna sluttning så ytterligt obetydlig, att den knappast kan utöva någon sådan inverkan. Hur allmän företeelsen är, kan icke sägas med det föreliggande materialet. Därtill krävas nämligen noggranna avvägningar, och sådana ha ej utförts tidigare (undantag äro HÅLLÉNS 1913).

I samband med formen bör även en annan detalj framhållas. När palsen blivit mer eller mindre nedbruten, vilket börjar utmed sprickor i densamma (fig. 5 och 6), ser man dess uppbyggnad (jfr fig. 4). Den flagar nämligen upp sig i tunna skivor, vilket visar, att den är byggd som en lök. Det är av vikt att hålla denna detalj i minnet.

En närmare inblick i palsarnas byggnad kräver emellertid ett djupare schakt. Det förefaller ju klokast att företaga en sådan schaktning i någon av palsarna mitt på profilen, men jag föredrog den västligaste. Orsaken därtill var, att denna pals var bevuxen inom den undersökta delen. Detta visar, att området i fråga åtminstone nu för tiden icke eroderas. Man skulle alltså här ha större utsikter att i pollendiagrammet få med även de yngsta delarna av lagerföljden. Alla övriga palsar voro däremot eroderade, så att den chokladbruna torvytan lyste på långt håll. Tyvärr medgav icke tiden schaktningar även i dessa palsar. Ytan av den undersökta palsen var här bevuxen med bl. a. tuvdun, hjortron, kråkris, ett par dvärgbjörkar, lavar och *Sphagnum compactum* (bestämd av H. Persson).

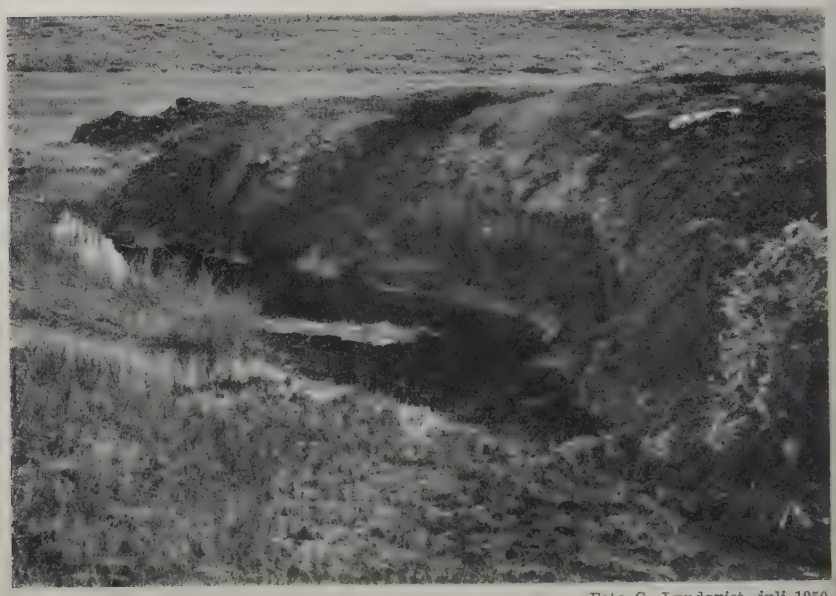


Foto G. Lundqvist, juli 1950

Fig. 4. Palslaggen invid palsen. Branten är möjligen tillskärpt genom isskruvning. Palsens lökformiga byggnad är tydlig; den beror på tidigare isskiktning.

The pals lagg close to the pals. The steep side has possibly been sharpened by ice pressure. The bulbous structure is apparent; it is due to an earlier ice stratification.

Lagerföljden i palsen kan beskrivas sålunda (jfr fig. 8):

A 30 cm Starrtorv, smulig, mörkbrun, otjälad, mycket rik på diatomacéer (mest *Eunotia* och *Pinnularia*)

B 170 » + Starrtorv, lågförmultnad, brun, nedåt allt ljusare, under c:a 100 cm u. y. ljusgul; luktar där som hästgödsel mycket fränt; hela lagret tjälat och isskiktat, diatomacéer endast här och där.

Bottnen nåddes ej, men torde ligga några dm djupare.

Tjäl- och isfördelningen är följande. I lager A fanns ingen tjäle. Genom lagret gå dock öppna sprickor snett nedåt och med vinklande förlopp. Under 30 cm:s djup, alltså från övre tjälgränsen, är sprickan fylld av klar, kornig is (fig. 8). Den liknar därför en kvartsgång, som skär in ett par dm i den mörka torvkroppen. Ned till c:a 90 cm är torven i övrigt kompakt, men stenhårt frusen. Den är intensivt tjälad. Under 90 cm vidtog isskiktning, som i övre delen var tämligen oregelbunden, men nedåt blev alltmera horisontell eller snarare konform med ytan. Torven var här uppdelad i 1—2 cm mäktiga torvskikt, åtskilda av 2—5 cm

mäktiga skikt av klar blåis. Denna typ fortsatte, så långt vi kunde tränga ned, d. v. s. till 200 cm under palskrönet. Man har all anledning förmoda, att torven åtminstone i denna pals är frusen — och sannolikt isskiktad — ända ned till fasta underlaget. Därför talar profilens utseende. Men frågan står ännu öppen, hur de övriga palsarna, vilka icke ligga i anslutning till en fastmarkskulle, se ut undertill. Svaret på den frågan kan naturligtvis ej erhållas utan att man schaktar igenom en sådan pals, men, som redan framhållits, medgav tiden ej detta. En antydan om svaret ges emellertid av de sonderingar, Theolin vid ett senare tillfälle gjorde från palslaggen vid bp. 30. Även om icke palsens bottenform erhölls, antyda de dock, att isskiktningen ej alltid fortsätter ända till bottnen, då torven är mäktigare. Enligt Fries skall så ej vara fallet. Undersidans form — spetsig, horisontell eller konvex uppåt — känna vi ej. Men Auers (1927, s. 36) uppgifter antyda, att den är konvex uppåt, alltså konform med ytan.

Pollenanalys. Tre provserier för pollenanalys insamlades (fig. 7—9). Huvudserien togs mitt i den plana myrytan (vid bp. 57), palsserien i den icke eroderade palsen nära bp. 8 och den tredje i samma kulle, där fasta bottnen stack upp (bp. 10).

Inledningsvis kan sägas, att starrtorven brukar vara pollenfattig, och detta torvslag över trädgränsen kunde förmodas vara ännu pollenfattigare än vanligt. Det var därför en angenäm överraskning, då torven visade sig vara påfallande pollenrik.

Huvuddiagrammet kan uppdelas i tre naturliga, större delar: Överst partiet med sammanhängande *Picea*-kurva, underst en *Alnus*-fri del och i mitten en mera indifferent typ. I den understa delen dominerade *Betula* fullständigt, i mellanzonen svänga *Pinus*- och *Betula*-kurvorna kring varandra. Mitt i denna zon kommer en låg men regelbunden *Picea*-halt. En närmare differentiering torde man knappast kunna göra annat än möjligen med Eneroths *Betula*-metod. *Salix* är fullständigt oanvändbar, då dess förekomst är ytterst lokal; pollenet når endast någon meter från sin buske.

Stora palsdiagrammet företer samma huvuddrag som det föregående, men det saknar den regelbundna *Picea*-förekomsten mitt i mellanzonen. Möjligen motsvarar den obetydliga *Picea*-förekomsten i nedre delen just huvuddiagrammets *Picea*-parti. Denna förmodan grundas därpå, att palslagerföljden är uppdelad av isskikt, varigenom 5 cm:s-proven i realiteten skulle ligga betydligt tätare, sannolikt på 2 cm:s avstånd, om isen icke funnes. Men å andra sidan måste erkännas, att *Betula*-kurvan talar emot den anförda tolkningen. Troligare är därför, att hela denna zon ligger under myrdiagrammets mellersta *Picea*-zon.

Foto G. Lundqvist, juli 1950

Fig. 5. Spricka i pals. I sådana sprickor börjar nedbrytningen till stor del genom vindens och regnets inverkan; i bottnen vid spaden är det is.

Fissure in a pals. In such fissures the demolition begins largely by the erosion of wind and rain; at the bottom of the spade there is ice.

Den sammanhängande *Picea*-kurvan är i palsdiagrammet mindre än hälften så lång som i huvuddiagrammet.

Det lilla palsdiagrammet (fig. 9) är från en lagerföljd, vars övre del är nästan kiselgur. Enligt dr R. W. Kolbes bestämningar dominerar *Fragilaria pinnata* var. *elliptica* (Schum.) Carls. fullständigt (massproduktion). Följande äro allmänna: *Diatoma hiemale* var. *mesodon* (E.) Gr., *Eunotia pectinalis* var. *minor* f. *impressa* (E.) Hust., *Fragilaria construens*, *F. intermedia*?, *Gomphonema acuminatum* var. *Brebissonii*, *Meridion circulare*, *Pinnularia hemiptera*, samt *Tabellaria fenestrata* och *flocculosa*. Sammanlagt 58 arter anträffades. Kolbe framhåller, att de tre undersökta proven äro varandra mycket lika till fossilinnehållet, olikheterna ligga i resp. frekvenser. Inga mossformer ha iakttagits, vilket är anmärkningsvärt. Enligt min mening visar det, att ma-

Foto G. Lundqvist, juli 1950

Fig. 6. Ytan av en eroderad pals. Torksprickorna vittna om att ytan är så torr, att materialet kan flyga.

The surface of an eroded pals. The dry-cracks show that the surface is dried up, that it is possible for the material to fly.

terialet avsattes, innan humusbildningen kommit i gång, och bestyrker alltså pollenanalysen. Alla arter äro boreala. Det översta provet är nästan renmaterial av *Fragilaria pinnata* var. *elliptica* i »enorme Entwicklung». Då cellerna äro endast 5 μ stora, är kiselguren ovanligt finkornig.

De egendomliga diatomacéfynd, som tidigare gjorts i olika delar av Norrland (A. Cleve-Euler, Å. Berg), föranledde mig att bedja dr Kolbe särskilt ge akt på sådana former. Svaret blev: »Ich habe in allen 3 Proben nur r e z e n t e Formen gesehen, die im allgemeinen in nordeuropäischen Gewässern verbreitet sind.»

Pollendiagrammet visar, att denna lilla lagerföljd är mycket gammal. Den motsvarar nämligen i sin helhet den *Alnus*-fria zonen. Anmärkningsvärt är, att det näst understa provet, som består av mjäla, är ytterst pollenfattigt. Möjligen är det en flytjord, som är hastigt bildad.

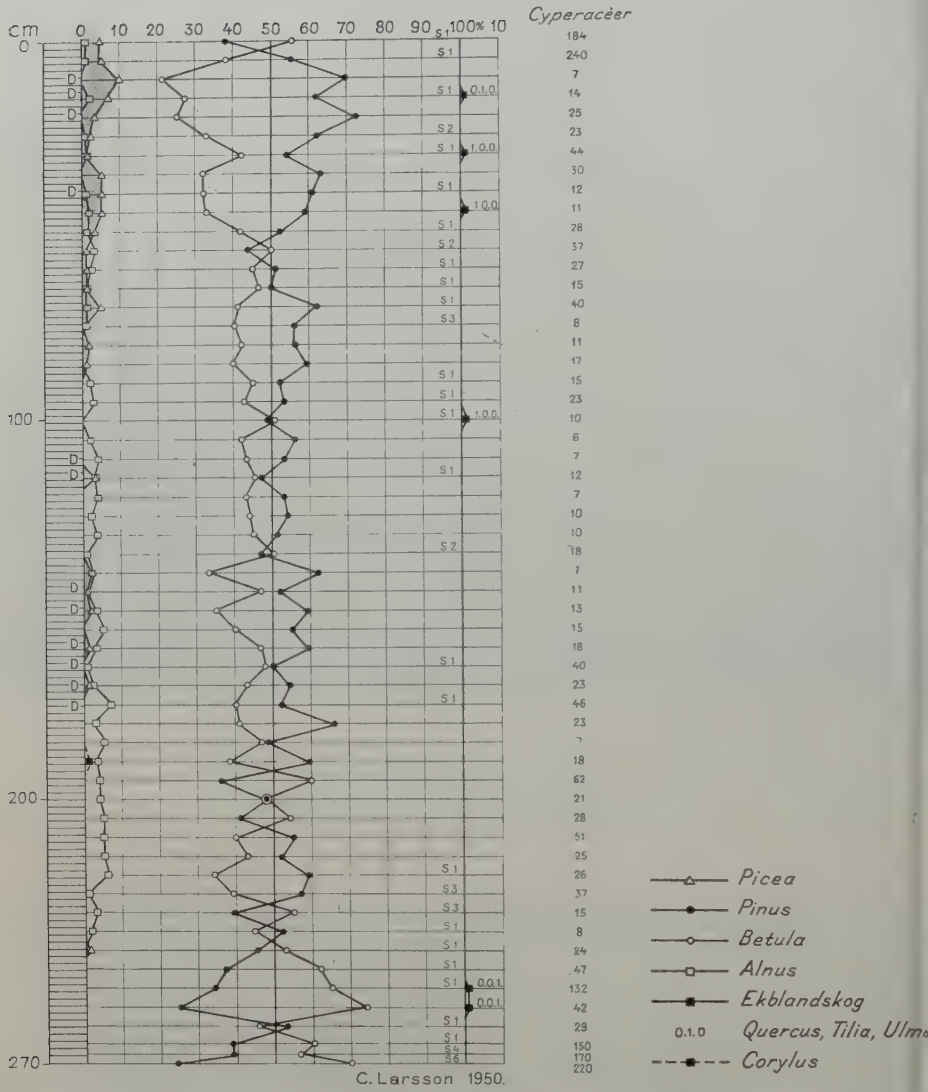


Fig. 7. Pollendiagram från bp. 57. En jämförelse med fig. 8 visar, att den *Picea*-rikare delen av lagerföljden är betydligt mäktigare ute på myren än i palsen samt att den yngre delen av denna lagerföljd saknas i palsen.

Pollen diagram from boring-point 57. A comparison with Fig. 8 shows that the more Picea-rich layers are much thicker on the marsh than in the pals, and that the youngest layers are lacking in the pals.

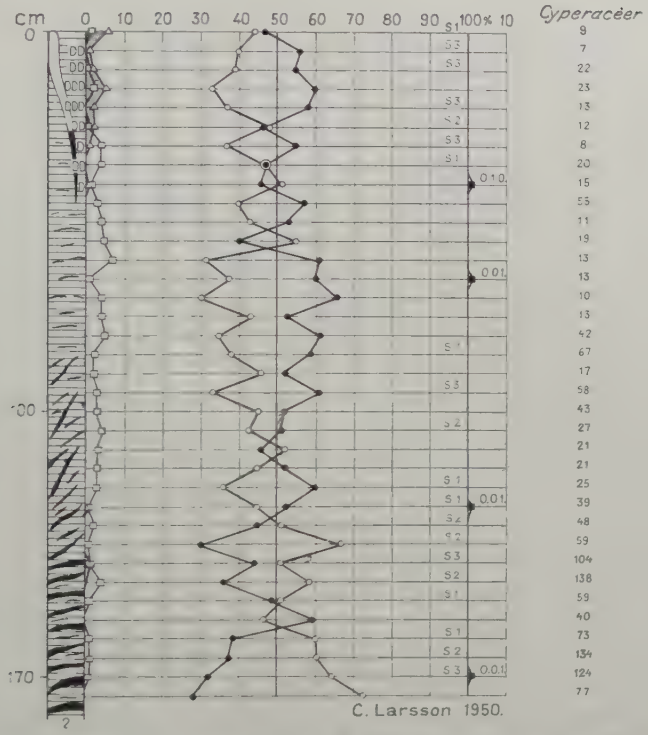


Fig. 8. Pollendiagram från palsen vid bp. 8. Torvstapeln ger en ungefärlig föreställning om palsens byggnad: överst ren torv, därunder tjälad torv och underst isskiktad torv (isskiktens mäktighet ej uppmätt); överst en spricka med is (svart) i botten.
Om pollendiagrammet se under fig. 7.

Pollen diagram from the pals close by boring-point 8. The peat pile at the left gives a rough idea of the structure of the pals: uppermost pure peat, then peat with permafrost and under it ice-stratified peat (the thickness of the ice layers is not measured); topmost a fissure with ice (in the figure black) on the bottom.
About the pollen diagram look under Fig. 7.

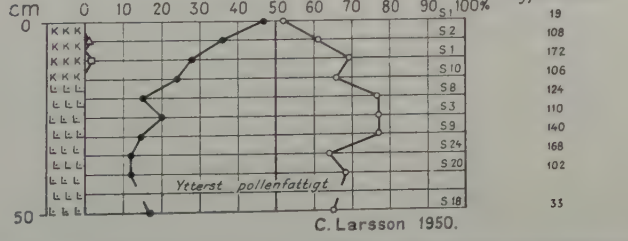


Fig. 9. Pollendiagram från bp. 10 visar, att största delen av den postglaciala lagerföljden saknas här (jfr fig. 7 och 8).

Pollen diagram from boring-point 10 shows that most of the Post-Glacial layers are here lacking (compare Fig. 7 and 8).

Beträffande diagrammen bör slutligen framhållas den exceptionellt höga cyperacéhalten. I Dalamyrarna, där vegetationen är nästan enbart cyperacéer, är motsvarande pollenhalt sällan över 10 %. Därför måste man undra, hur vegetationstypen varit, då pollenprocenten är mellan 100 och 200 %.

En jämförelse mellan de tre diagrammen visar, att understa delen av lagerföljden på alla tre platserna tillhör den *Alnus*-fria zonen. Räknat från *Alnus*-kurvans början till *Picea*-kurvans början är avståndet i diagrammen lika ute i myren och i palsen. Men som redan sagts, består palslagerföljden till mer än hälften av is. I realiteten innebär det alltså, att palsens tillväxt är mindre än hälften av myrens. Detsamma gäller den del av lagerföljden, som omfattar *Picea*-kurvan, och det förefaller sannolikt, att övre hälften av *Picea*-kurvans lager saknas i palsen. Detta innebär sålunda, att palsens tillväxt genomgående är retarderad i förhållande till myrens. Orsaken måste vara, att palsen genom höjdläget undandragits det för tillväxten nödiga vattentillskottet.

De nämnda uppgifterna innebära endast relativa åldersförhållanden. För en tidsbestämning fordras en datering av pollendiagrammet, men en sådan låter sig ännu ej göras i dessa trakter. Som hållpunkt erfordras tidsbestämning av *Alnus*- och *Picea*-kurvornas början. Enligt Fromm (1949) tillhöra dessa avsnitten c:a 6 300 och c:a 1 000 f. Kr. resp. Vad den sistnämnda beträffar, synes man alltmera förlägga *Picea*-kurvans stora uppgång just till denna tid utan närmare undersökningar. Även om intet talar emot att denna tidsbestämning skulle äga giltighet också inom den trakt, som nu intresserar oss, finnas dock inga bevis för att så verkligen är fallet. Pollendiagram från Jaltonaape och Kiruna utgöra möjligen ett svagt stöd för uppfattningen i fråga. Här är verkligen ett område, där Eneroths *Betula*-metod är av betydelse.

Alnus-kurvans början är överraskande liktidig inom stora delar av landet, men vår erfarenhet gäller dels Sydsverige, dels kustlandet. Helt annorlunda torde förhållandet mellan Norrbottens kustland och de föreliggande delarna av Lappland vara. De tillhöra nämligen de glacialgeologiskt avvikande delarna av landskapet, där en isdelare i den södra bemärkelsen knappast kan konstrueras. Man torde därför våga påstå, att isavsmältningen och därmed också vegetationsutvecklingen, speciellt tidpunkten för *Alnus*-kurvans början, ännu äro alldeles okända.

Bildningssätt. Palsarnas bildning har diskuterats ganska mycket tidigare. Den ursprungliga idén lämnades av Kihlman (1890—92), som ansåg dem vara erosionsrester av en stor myryta. Den senaste teorien därom uppställdes av Fries (1913, s. 189), och han säger om densamma, att den är »eine allen älteren Ansichten widersprechende

Theorie . . . .». Denna omfattas även av Auer (1927), varför den synes ha slagit igenom. I ett tidigare arbete (Lundqvist 1944, 1948) har även jag anfört densamma, men det var innan jag hade personlig erfarenhet av palsarnas inre byggnad. Enligt denna Fries' uppfattning skulle palsarna bildas sålunda. Över den ojämna myrytan höja sig enstaka tuvor, och dessa äro initialpunkter för köldangreppet mot myren. Orsaken är den, att dessa tuvor ofta ej bli översnöade inom de blåsiga och nederbördsfattiga trakter, varom här är fråga. Tuvorna komma sålunda att bli hårdare tjälade än myren i övrigt, och tjälen kvarstår också längre i dem. Det är f. ö. ett förhållande, som man, ehuru i mindre grad, finner ända nere i Dalarnas myrar. Tjälen sprider sig sedan alltmera nedåt. Men hur sker själva uppvälvningen? Den första berodde på tjällyftning, men Fries anser, att denna ej är tillräcklig, utan tillgriper en annan förklaring. Oxidation av organiska ämnen under det frusna lagret utvecklar värme, varigenom lagret tinar upp underifrån. »Das erwärmte Wasser vermindert allmählich die untere Anschwellung der tiefer gefrorenen Torfpartie in verhältnissmässig höherem Grade als auf anderen Stellen und eine Saugung entsteht unter dem Palsen durch die Schmelze des Eises und durch die dadurch hervorgerufene Verminderung des Volumens (Fig. 63). Neuer wässerichter Torf wird dadurch von den Seiten eingeführt und von Jahr zu Jahr rückt der Prozess allmählich vor, bis der Palse gereift ist.» (Fries 1913, s. 196.) Det skulle alltså vara denna s. k. »Einfütterung», som är det väsentliga. Beviset därför är enligt Fries' uppfattning, så vitt jag kan finna, dels palslaggens existens, dels torvens konsistens. Den beskrives sålunda (Fries och Bergström 1910, s. 205): »Äfven är det påfallande, att torfven i nedre delen af palsarna består af idel fragmentariska brottstycken, en sak som skulle vara oförklarlig, om palsarna vore rester af en normalt bildad myr med på stället uppkomna torfbildningar.»

Jag har efter fältarbetena fått en helt annan uppfattning om palsbildningen. Början sker med största sannolikhet enligt Fries' uppfattning. Men någon »Einfütterung» av torv förekommer säkerligen icke. Den torvens trasighet, som Fries och Bergström anse sig ha konstaterat, har en helt annan orsak. Vi utgå t. ex. från en lerprofil. När denna tjälas, samlar sig vattnet enligt Beskow (1935) i horisontella släppor och fryser till is. Lerkroppen blir alltså genomdragen av isskikt mer eller mindre konforma med ytan. Vattenansamlingen sker, som Simon Johansson visat, genom en kapillär uppsugning nedifrån, och den är så effektiv, att jordarten under blir fullständigt uttorkad. På samma sätt sker det i torven. Denna är skiktad; den är uppbyggd som en packe filtar på varandra. Mellan dessa filtar samlas vattnet nedifrån och fryser. Därigenom uttorkas successivt torven nedåt. Men den-

na torv är mycket lucker (lågförmultnad starrtorv). Därför kan vattnet sugas in från sidorna och möjliggöra ny isskiktbildning. Huruvida detta sker årsvis eller under andra perioder, vågar jag ej säga. Men det väsentliga är, att inga torvstycken, annat än i undantagsfall och då genom tillfälligheter, transporteras in i palskroppen och bidraga till dess permanenta höjning. De av FRIES nämnda oxidationsprocesserna äro väl snarare reduktionsprocesser att döma av torvens lukt. Orsaken till palshöjden är alltså, enligt min mening, endast närvaron av isskikten och icke av en från sidorna införd torvmassa. Därför måste palsen, om all isen tinar bort, bli plan eller kanske en grund grop, det senare därför, att myren i övrigt tillväxt kraftigare under samma tidsrymd. Ett indicium, som pekar i denna riktning, har f. ö. SANDBERG (1950, s. 102) lagt fram. I det av honom nämnda exemplet hade underlaget, jäsleran, svällt upp. Enligt FRIES (s. 197) förekommer icke jäslera i de äkta palsarna. Han anser sig snarare ha konstaterat, att de ligga över djuphålen i myren. Så är dock icke fallet; båda möjligheterna finnas, såsom profilen från Paltavagge visar. Torvpalsar och minerogena palsar äro i princip samma sak.

Slutligen må i samband med frågan om bildningssättet erinras om att FRIES anför HÅLLÉNS mätningsresultat som starka bevis för sin uppfattning. Däremot kan invändas, att de i än högre grad stödja min åsikt.

Om nu min förklaring är riktig, så uppstår frågan: Hur uppkommer palslaggen? Den skulle enligt FRIES (s. 200) vara förorsakad dels av torvtransporten utifrån → inåt, dels av palsens tyngd. Första delen av förklaringen få vi nog, efter det föregående, bortse från. Tyngden däremot måste spela en viss roll. Man skulle möjligen kunna komplettera tankegången på följande sätt. Palsens specifika vikt, is + torv, är mindre än myrens, vatten + torv. Därför borde palsen i själva verket flyta i myrkroppens vatten. Så torde också ske under det första utvecklingsskedet, då den absoluta vikten ännu ej blivit så betydande. Under detta första stadium sker då en rörelse uppåt i palsens omgivning, och denna bör orsaka en slitning i torvmassan. Men i samma mån som palsens tyngd ökar, bör den uppgående kraften bytas i en nedåtgående, och denna pressar ned den angränsande myrytan. En antydan om riktigheten av dessa tankar ge mina anteckningar: ett fåtal tunna sprickor syntes i myrytan omkring en pals. Tjälen kvarstod här i myren och torde därför ha konserverat sprickorna.

U t v e c k l i n g e n. Den i det föregående framlagda uppfattningen innebär, att palsens huvudsakliga höjdtillväxt sker på så sätt, att is skikt bildas genom kapillärt insuget och uppsuget vatten. Om möjligt bör frågan granskas även från pollenanalytisk utgångspunkt. Detta

gjordes ej av Fries 1913, emedan pollenanalysen då ännu ej var utformad. Däremot använde Auer (1927) metoden, ehuru den var något förenklad (han synes ej ha nått ned i verkliga palsar). Resultatet sammanfattade han (s. 37) sålunda: »Es ist also in solchen Fällen der Torf an der Oberfläche der Palsat älteren Datums als der Oberflächentorf des Moores, und folglich muss, da es sich hier um eine hohe, hügelähnliche Formation handelt, der Torf von untem aufgestiegen sein.» (Auer har spärrat större delen av meningen.) Uppgiften äger sin tillämpning även i det av mig undersökta fallet: palstorven motsvarar en äldre del av myrlagerföljden. Men förklaringen är, enligt min mening, icke den av Auer givna. I stället är det så, att palstorven, därigenom att den lyftes uppåt, ej får lika rik vattentillförsel som myren, vilket i sin tur medför en retardering av dess utveckling. Det är möjligt, att själva ytprovet i palsen är av ungefär samma ålder som ytprovet i myren i detta fall. Eljest måste det vara stor skillnad, då palsytan är eroderad.

Palsbildningen är en företeelse, som intimt sammanhänger med en viss klimattyp. Detta har betonats av alla, som behandlat ämnet, och det finns ingen anledning att opponera. Man skulle därför kunna få ett grepp på klimatändringen fram till den nutida, om man kunde fastställa palsbildningens början. Mitt material är ej nöjaktigt därför, men det ger dock en antydan. Isens undergräns kan naturligtvis icke motsvara palsbildningens början, ty tillväxten av isskiktsserien fortskrider nedåt. Men vid nivån för *Picea*-kurvans början uppträder en annan torvtyp. Den innehåller samma växtrester som den underliggande, alltså cyperacé- och brunmossrester. De äro dock lätt anfrätta, vilket tyder på en högre förmultning. Emot detta utseende står den höga halten av diatomacéer. Sådana saknas praktiskt taget helt i den underliggande torven, som är av en typ, vilken bildats under betydligt blötare förhållanden. Det ligger en stor motsägelse däruti; måhända är det en tillfällighet, vilket dock först kan avgöras med större material.

Alldeles oavsett detta förhållande förefaller det alltså, som om palsbildningen, åtminstone i det undersökta fallet, börjat under något skede kort före 1 000 f. Kr. Auer (1927, s. 41) anser, att palsbildningen började »während der späten Postglazialzeit . . .» och längre fram» . . . auf die Zeit der beginnenden allgemeinen Verschlechterung des Klimas . . .». I detta begrepp brukar inläggas ökande nederbörd och sänkt sommartemperatur. Men förutsättningen för palsbildning är ju en låg nederbörd. Därför förefaller det mig sannolikare, att palsbildningen varit mest utpräglad under tiden närmast före de maritima skedena, alltså strax före rekurrensytornas utbildning.

Slutskedet. Palsarnas slutskede bedömes tydligen lika av Fries och Auer. Ytan blir beväxt med lavar — denna typ har jag sett i Ka-

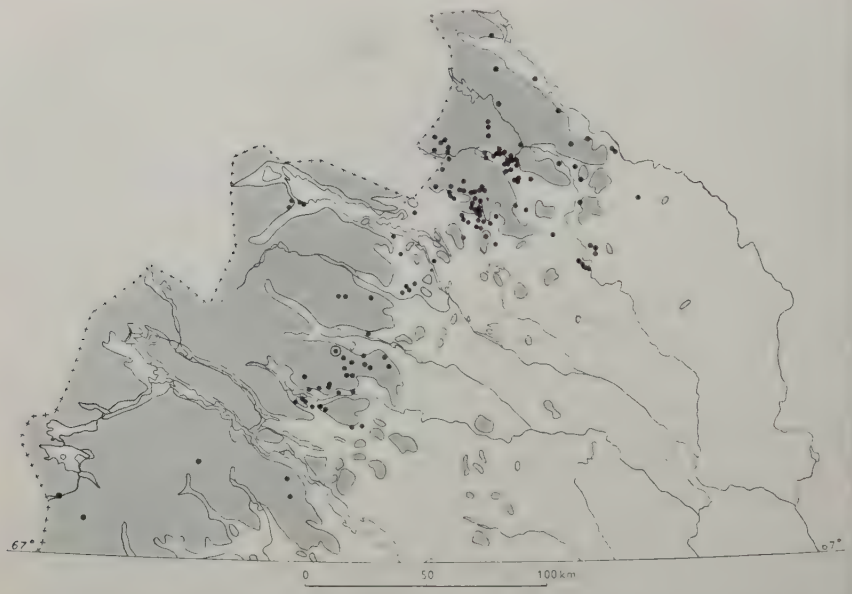


Fig. 10. Utbredningen av de kända palsmyrarna; den undersökta är markerad med en ring. Området omslutes av kurvan för 120 dagar med — 10° C. Raster = kalfjäll.
The distribution of the known pals marshes; the examined one is marked with a circle. The area is enclosed by the curve for 120 days with — 10° C. Gray = area above the timber line.

resuandotrakten — torvbildningen upphör, och den torra ytan eroderas av fjällstormarna. Så uppstå sprickbildningar (fig. 5), de spräckas upp vidare av is, och vinden får än kraftigare tag i torvlagret. Man ser då verkliga snitt i torvtäcket, som synes vara uppbyggt av en följd av torvmattor konforma med ytan (fig. 4). Ju djupare vinderosionen når, dess djupare sjunker tjälytan, och dess mera sjunker palsen ihop. Samtidigt avrinner vattnet längs tjälytan till palslaggen. Under detta slutstadium kunna tydligen även högvattnet och isskruvning i palslaggen erodera palssidorna, det synes av den svämtorv, som låg i myrens lägsta område. Möjligen är det sådana bilder, som lett in Kihlman på hans »erosionsteori». Eljest grundades denna på uppfattningen, att palskrönen skulle nå upp till samma nivå, vilket de ej alls göra. I vilket fall som helst har hans erosionsteori på sin höjd lokal betydelse. Huvudorsaken är isskiktningen och vattnets kapillära rörelse i torvkroppen.

U t b r e d n i n g. Palsarnas utbredning framgår av kartan fig. 10. Enligt Fries (1913, s. 192) finnas inom hans arbetsområde palsar av alla storlekar från flera meter höga ned till tuvhöga. Tyvärr har han aldrig visat någon kartbild över förekomsten. Under de berggrundsgeologiska arbetena i norra Lappland prickades emellertid alla iakt-

tagna palsar omedelbart in på kartan. Det var flera arbetsgrupper, som gingo fram här, och samtliga funno en skarpt markerad sydgräns för utbredningen. Då dessa observatörer icke äro utbildade torvgeologer, är det möjligt, att den sålunda erhållna gränsen i själva verket markerar endast de fullt utbildade och typiska palsarnas utbredning. Sålunda tyder Fries' uppgift (1913, s. 192), att alla storlekar finnas och att storleken minskar ned i regio silvatica, på att fortsatta observationer äro av betydelse. I vilket fall som helst visar denna karta, att palsarna förekomma i allra nordligaste Lappland och i stort sett utanför den genuina fjällkedjan. Några undantag finnas dock. Det mest anmärkningsvärda förekommer ej på denna karta, emedan det ligger i Härjedalen Ö om Helags (Smith 1911, s. 529). De övriga avvikelserna äro förekomsterna i högfjällen (Sarek) eller V därom. Av dessa lokaler känner jag personligen endast en, nämligen den SO om Sulitelma belägna. Den ligger i starkt vindexponerat läge, vilket sannolikt motverkar områdets höga nederbördsmängd. Troligen ha de övriga lokalerna i dessa trakter ett motsvarande läge.

Bortsett från dessa nämnda förekomster anträffas palsarna Ö om fjällkedjan i en zon med lägre nederbördsmängd. En jämförelse med de meteorologiska kartorna visar, att nederbörden i genomsnitt uppgår till < 150 mm under vinterhalvåret (november—april). Den största betydelsen synes dock köldens varaktighet ha. Kurvan för —10° C under 120 dagar (enligt Magnus Lundqvist) visar nämligen en mycket stor likhet med det viktigaste palsområdets begränsning.

Litteratur

Auer, V., 1927: Untersuchungen über die Waldgrenzen und Torfböden in Lappland. — Medd. fr. Forstvetenskapliga Försöksanstalten, 12.

Beskow, G., 1935: Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 375.

Fries, Th. C. E., 1913: Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen und subalpinen Vegetation in Torne Lappmark. — Vetensk. och prakt. unders. i Lappland, anordn. af Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Flora och fauna, 2. Uppsala & Stockholm.

— och Bergström, E., 1910: Några iakttagelser öfver palsar och deras förekomst i nordligaste Sverige. — Geol. Fören. Förhandl., 32.

Fromm, E., 1949: Datering av den senglaciala utvecklingen i Norrbottens kustland. — Ibid., 71.

Hållén, K., 1913: Undersökning af en frostknöl (pals) å Kaitajänki myr i Karesuando socken. — Ibid., 35.

Kihlman, O., 1890—92: Pflanzenbiologische Studien aus russisch Lappland. — Acta Soc. pro Fauna et Flora Fennica. T.VI, Nr. 3. Helsingfors. (Anförd efter Fries 1913.)

Lundgren, S., 1949: Stiglöst land. Stockholm.

Lundqvist, G., 1944: De svenska fjällens natur. — STF:s handböcker om det svenska fjället, 2. 2:a uppl. 1948.

Sandberg, G., 1950: Redogörelse för verksamheten vid Abisko naturvetenskapliga station sommaren 1949. — Statens Naturvetenskapliga Forskningsråds Årsbok. Tredje årg., 1948—49, s. 100—104.

Smith, H., 1911: Postglaciala regionförskjutningar i norra Härjedalens och södra Jämtlands fjälltrakter. — Geol. Fören. Förhandl., 33.

En metod för diskriminering mellan ursprunglig och omlagrad organisk substans i unga subakvatiska sediment

Av

Gustaf Arrhenius

Abstract. Deviations from the statistical distribution function for carbon and nitrogen in Postglacial subaquatic sediments are used to indicate the origin of the organic matter.

I en nyligen publicerad artikel (G. Arrhenius 1950) har förf. påvisat en generell lagbundenhet i förhållandet mellan kvoten kol/kväve och halten av organisk substans i unga subakvatiska sediment. Sambandet gäller för limniska sediment såväl som för marina shelfavlagringar och reducerande djuphavssediment. Sambandet i fråga visar, att vid nedbrytning av organisk substans, som inbäddats i minerogent material, en jämvikt utbildas mellan de kvarstående kol- och kvävemängderna samt att denna jämvikt i mycket ringa grad påverkas av det ursprungliga materialets sammansättning, så länge endast subakvatiska sediment komma i fråga. Vidare kunna de kvarstående kol- och kvävemängderna betraktas som konstanta under tidrymder av storleksordningen några tiotusental år, försåvitt sedimentet icke utsättes för tryck- eller temperaturmetamorfos eller för vittring. Slutligen och främst framgår av fördelningen, att ju mindre den ursprungliga mängden varit av färsk organisk substans, som inbäddats i sedimentet, desto större är den relativa kvävemängd, som kvarstår efter den första snabba nedbrytningsprocessen. Sediment, fattiga på organisk substans, kännetecknas sålunda av relativ kväverikedom, d. v. s. av en låg kvot C : N, förutsatt att det organiska materialet varit färskt vid inlagringstillfället. Sapropelsediment däremot, som äro rika på organisk substans, utmärkas av ett högt kol-kväveförhållande.

Dessa omständigheter göra det möjligt att med utgångspunkt från den kemiska sammansättningen av sedimentets organiska substans avgöra, huruvida denna härrör från materia, som varit levande inom storleksordningen månader (jfr Waksman 1927) före sedimentationstillfället, eller om den svämmats ut från fossila, på organisk substans rika bildningar och samtidigt utspätts med minerogent material. Om i en avlagring kvoten C : N är högre, än vad som enligt den undersökta fördelningen svarar mot absoluthalten av kväve i sedimentet, finnes skäl att antaga tillförsel av omlagrad organisk substans. Faller däremot

kvoten i fråga inom spridningen för motsvarande absoluthalt av kväve, talar sannolikheten för att det organiska materialet till övervägande delen härrör från växt- och djursamhällen levande i ifrågavarande sedimentationsmiljö. Detta förhållande åskådliggöres i fig. 1. Såsom abskissa har här avsatts kvävehalten och som ordinata kvoten kol : kväve. Inom det streckade fältet, vars symmetrilinje är den empiriska funktionen $C = 46{,}8 \cdot N^{1{,}26}$, falla 95 % av alla de i den citerade artikelns fig. 1 redovisade värdena. Om vid undersökningar av kol- och kvävemängderna i unga subakvatiska sediment vissa värden falla ovanför det streckade fältet, råder mycket stor sannolikhet för att den organiska substansen i dessa fall till största delen härrör från omlagrade sediment. Denna slutsats är tillämplig bl. a. på Gripenbergs prov 90 och 102 (Gripenberg 1934) av glaciala sediment från Bottniska viken.

Fil. lic. E. Fromm har nyligen insamlat material av varvsediment från sydöstra Dalarna (Fromm 1945), och förf. har för licentiat Fromms räkning underkastat ett hundratal prov av detta material analys med avseende på kol och kväve. Resultaten belysa ytterligare de möjligheter, som genom lagbundenheten i fördelningen av dessa element stå till buds för tolkningen av sedimentationsförhållandena. Analysvärdena, som publiceras med licentiat Fromms benägna medgivande, ha inlagts i fig. 2. Linjen AB motsvarar ekvationslinjen i fig. 1 samt CD och EF begränsningslinjerna för det streckade fältet i fig. 1. Fyllda cirklar beteckna prov ur årsvarvens sommarskikt och trianglar prov ur vinterskikt. Materialet, som har mjäliga sommarskikt, är mycket fattigt på organisk substans, och minimivärdena på kvoten C : N äro därför låga. Vinterskikten äro i 94 % av de undersökta fallen rikare på organisk substans än motsvarande sommarskikt. Dessa resultat bekräfta de iakttagelser beträffande den organiska substansens fördelning och sammansättning i glaciala varvsediment, som av förf. framlagts tidigare (1947, loc. cit.).

Av Fromms prov förefalla en del att innehålla omlagrad organisk substans att döma av den relativa kolrikedomen. Särskilt påfallande är detta beträffande sommarproven 27, 31, 47 och 95, vilka numrerats i figuren. Vinterprov, tillhörande samma varv, ha utmärkts med motsvarande siffror. Fördelningsbilden visar, att inlagring av allokton organisk substans är en ej sällan förekommande företeelse i de ifrågavarande varvdelarna men att starka lokala växlingar förekomma även inom ett sedimentationsområde av så relativt ringa utsträckning som det av Fromm undersökta. Kraftig tillförsel av allokton organisk substans är förmodligen att föra tillbaka på hög halt i moränen av omlagrade interglaciala sjösediment och torvbildningar samt eventuellt av bituminösa siluriska bergarter.

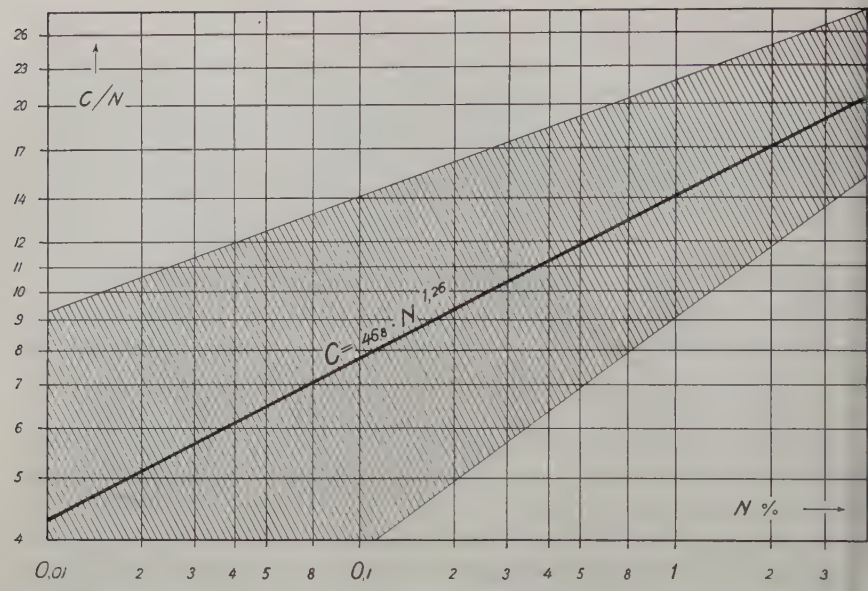


Fig. 1. Nomogram för diskriminering mellan ursprunglig och omlagrad organisk substans i oförvittrade subakvatiska sediment. Analysvärden, som falla utefter eller i närheten av ekvationslinjen $C = 46{,}8 \cdot N^{1{,}26}$, antyda den för ursprunglig organisk substans typiska sammansättningen. Värden, som närma sig den övre gränsen för det streckade fältet, utgöra indikation på mer eller mindre kraftig inblandning av organiskt material, utsvämmat från äldre avlagringar och utspätt med minerogent material. Utanför det streckade fältet är sannolikheten för sådan inblandning större än 95 %.

De distala delarna av de glaciala varvsedimenten (in sensu Arrhenius 1947, s. 44 samt 69 nederst) äro rikare på organisk substans än de proximala, och kvoten C/N är samtidigt lägre. Såsom exempel härpå ha i fig. 2 inlagts förf:s (1947) analyser av distal glaciallera från Uppsalatrakten, betecknade med öppna cirklar. Leiviskä (1949) har gjort gällande, att den av förf. påvisade fördelningen av kol och kväve i varvleror generellt skulle kunna förklaras genom tillförsel av i moränen inlagrad »preglacial humus». Denna förmodas av Leiviskä vara rik på kväve, ett märkligt antagande, för vilket emellertid inga analysvärden anföras som stöd. De hypotetiska preglaciala humusämnena skulle vidare enligt Leiviskä uppbyggas huvudsakligen av lignin och proteiner samt även av hemicellulosa och cellulosa. Härtill bör anmärkas, att fria proteiner såväl som aminosyror snabbt nedbrytas av proteolytiska bakterier och därför äro mycket sparsamt förekommande i humus (Trask 1934). Lignin, hemicellulosa och cellulosa äro som bekant kvävefria föreningar. Om den av Leiviskä framförda teorien skall kunna beaktas, kräves därför experimentell bekräftelse samt en omprövning baserad på riktiga antaganden.

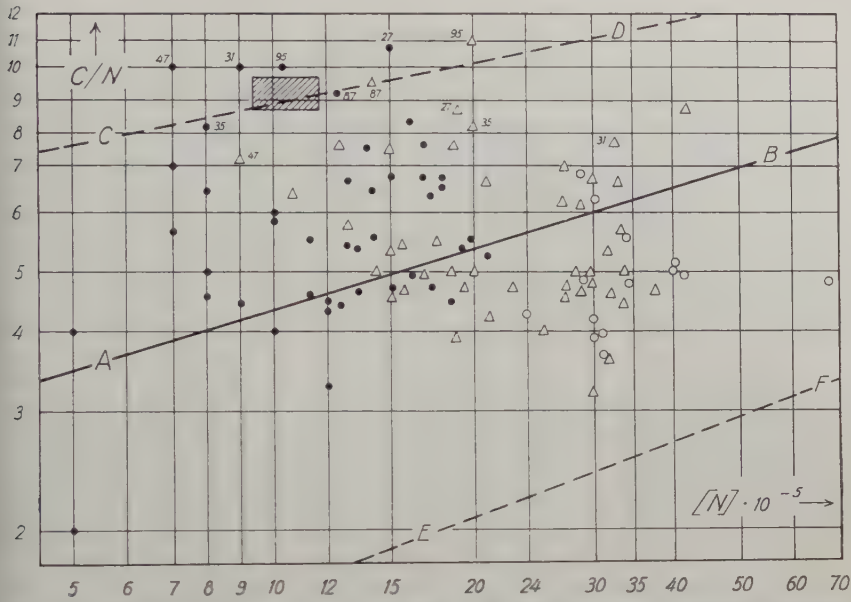


Fig. 2. Fördelningen i nomogram enligt fig. 1 av förf:s analyser av glaciala varvsediment. Fyllda cirklar sommarskikt och trianglar vinterskikt från sydöstra Dalarna (Fromm, opubl.). Öppna cirklar sommar- och vinterskikt från distala varv i Uppsalatrakten (G. Arrhenius 1947). Den streckade rektangeln markerar analysfelet i Dalamaterialet. De med provnummer markerade sommarskikten förmodas innehålla stor relativ mängd av omlagrad organisk substans.

De i fig. 2 inlagda analyserna av distala varvpartier visa god anslutning till den normala fördelningskurvan och därigenom en påfallande låg kol:kväve-kvot. I de undersökta distala varvdelarna härrör den organiska substansen sålunda med största sannolikhet från organismrester, som varit färska vid inlagringstillfället.

Att den omlagrade organiska substansen i distal facies förlorar sin kvantitativa betydelse, förklaras av samma omständigheter, som betinga växlingen i halt av organisk substans mellan sommar- och vinterskikt (G. Arrhenius 1947, s. 62—63).

Summary. The statistical relationship between carbon and nitrogen concentrations in subaquatic sediments is found to be linear logarithmic and deposits rich in organic matter have a high ratio C/N. Abnormally high ratios in samples poor in organic matter therefore indicate the presence of redeposited and diluted material originating from sediments with such a high content of organic remains as demands the high ratio C/N. Such cases are represented by proximal parts of some single glacial year varves, and especially by their summer layers. Distal parts of year varves investigated apparently do not contain appreciable amounts of redeposited organic matter, which is strongly diluted at great distance from the ice border and surpassed quantitatively by the organic matter originating from plankton living within the environment of sedimentation.

Litteraturhänvisningar

Arrhenius, G., 1947: Den glaciala lerans varvighet. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 486.
—, 1950: Carbon and nitrogen in subaquatic sediments. — Geochimica Acta, V 1, N:o 1.
Fromm, E., 1945: Om isrecessionen i sydöstra Dalarna. — Geol. Fören. Förhandl., 67: 555.
Gripenberg, Stina, 1934: A study of the sediments of the North Baltic and adjoining seas. — Fennia, 60(3).
Leiviskä, I., 1949: Über den Kohlegehalt des warvigen Tones. — Bull. Comm. Géol. Finl., N:o 144.
Trask, P., 1934: Deposition of organic matter in recent sediments. — Probl. of Petrol. Geol., Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma.
Waksman, S., 1927: Principles of soil microbiology. London.

Kvartära fossil från Spetsbergen insamlade av svenska expeditioner. II

Av

Richard Hägg

(Summary in English)

I en föregående uppsats (Hägg 1950) har jag behandlat de samlingar, som nu förvaras på Riksmuseets paleozoologiska avdelning. I denna avhandling behandlas de samlingar, som tillhöra Uppsala universitets paleontologiska institution och Stockholms Högskolas geologiska institut.

I. Uppsala universitets paleontologiska institution

1. Advent Bay. Mytiluslagret. C. Wiman.
   Mytilus edulis Linné. 14 skal.
   Mya truncata Linné. 1 litet skal.
2. Advent Point. Snäckbanken. L. Norberg 8. 7. 1911.
   Lepeta coeca (Müller). 3 ex.
   Lunatia pallida (Broderip et Sowerby). 1 ex. med pagurid.
   Macoma calcaria (Chemnitz). 2 ex. och 15 skal.
   Mya truncata Linné. Flera skal.
   Saxicava arctica (Linné). 7 skal.
   Rangifer spitzbergensis Murray. 1 första molar. Best. av museiassistent Greta Westergren.
3. Axels ö. C:a 20 m ö. h. E. Jonsson.
   Tonicella marmorea (Fabricius). 1 skal. Best. av N. Odhner.
   Natica clausa Broderip et Sowerby. 1 ex. med pagurid.
4. Braganza Bay. Morän. Sv. Spetsbergsexp. 1916.
   Puncturella noachina (Linné). 1 ex.
   Lepeta coeca (Müller). 6 ex.
   Trophon clathratus (Linné). 2 små ex.
   Pecten islandicus (müller). 3 små fragment.
   Astarte elliptica (Brown).
   Myriozoum coarctatum (M. Sars). Flera ex. Best. av N. Odhner.
   Bryozo. 3 ex., därav ett på *Pecten islandicus*.

5. Conventz' morän. B. Högbom.
Lunatia tenuistriata (Dautzenberg et Fischer). 1 ex.

6. Dames morän. B. Högbom.
Buccinum tenue Gray. 1 ex.
Sipho kroeyeri (Möller). 1 ex. Best. av N. Odhner.
Pecten islandicus (Müller). 3 skal.
Cardium ciliatum Fabricius. 1 skal.
Cardium groenlandicum Chemnitz.

7. Diabasudden. 20 m ö. h. Sv. Spetsbergsexp. 1909.
Cyprina islandica (Linné). 5 skal.
Mya truncata Linné. 5 skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.
Balanus balanus (Linné). 1 skal.

8. Diabasudden. 50—60 m ö. h. Sv. Spetsbergsexp. 1909. Kompletterad 1910 för 65 m:s höjd.
Mya truncata Linné. Flera skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.

9. Dickson Bay. P. Öberg 1872.
Littorina littorea (Linné). 1 ex. 27 mm.
Mytilus edulis Linné. 7 skal.
Modiola modiolus (Linné). 1 skal. 104 mm.
Pecten islandicus (Müller). 5 skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 4 skal.
Cyprina islandica (Linné). 50 skal.
Mya truncata Linné. 12 mindre skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.

10. Esmarks glaciär. Västra sidan. 3—4 m ö. h. 25. 7. B. Högbom.
Mya truncata Linné. 3 skal.

11. Framför Esmarks glaciär. Västra sidan. 3—4 m ö. h. 25. 7. B. Högbom.
Saxicava arctica (Linné). 1 skal.

12. Gips Bay.
Pecten islandicus (Müller). 1 skalfragment.
Astarte borealis (Chemnitz). 3 skal.
Mya truncata Linné. 3 skal.
Saxicava arctica (Linné). 5 skal.

13. Goes Bay. 8 m ö. h. 15. 7. H. L. Norberg.
Mytilus edulis Linné. 12 skal.
Pecten islandicus (Müller). 1 skal.
Astarte banksi (Leach). 3 skal.

Astarte borealis (Chemnitz). Flera skal.
Astarte elliptica (Brown). 1 skal.
Mya truncata Linné. 2 skal.
Lithothamnion. 1 ex.

14. Gåskap. 8 m ö. h. 15. 7. H. L. Norberg.
Mytilus edulis Linné. 12 skal.
Mytilus edulis Linné var. 3-kantig, tjockskalig form, som finnes i senglaciala lager vid Uddevalla.
Astarte borealis (Chemnitz). 7 skal.
Cardium ciliatum Fabricius. 1 skal.
Mya truncata Linné. 1 litet skal.

15. Kap Barry. B. Högbom 1910 och H. L. Norberg 1911.
Pecten islandicus (Müller). 1 skal med 1 ex. av *Balanus balanus*.
Astarte elliptica (Brown). 1 skal.
Cardium ciliatum Fabricius. 1 skal.
Saxicava arctica (Linné) var. *uddevallensis* Jeffreys. 2 skal.
Balanus balanus (Linné). 1 ex. på *Pecten islandicus*.

16. Kap Thordsen. C:a 23 m ö. h. 29. 7. B. Högbom.
Astarte borealis (Chemnitz). 3 skal.
Cyprina islandica (Linné). 3 fragment.
Zirphaea crispata (Linné). 1 skalfragment.

17. Kap Thordsen Point. B. Högbom 1911.
Pecten islandicus (Müller). 2 skal.

18. NV om Kap Wijk. Dickson Bay. Spetsbergsexp. 1918. C. Wiman.
Cyprina islandica (Linné). 2 skal.

19. Longyears. B. Högbom 9. 7. 1911.
Macoma calcaria (Chemnitz). 2 skal.
Mya truncata Linné. 3 skal.

20. Longyears Valley. H. L. Norberg.
Nucula tenuis (Montagu). 1 skal.
Cyprina islandica (Linné). 2 skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 litet skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 3 skal.
Mya truncata Linné. 5 skal.
Saxicava arctica (Linné). 2 skal.

21. Mimers dal. 20 m ö. h. H. L. Norberg.
Mytilus edulis Linné. 4 skal.
Astarte banksi (Leach). 3 små skal.
Astarte borealis (Chemnitz). Många skal.
Cyprina islandica (Linné). 9 skal.

Macoma calcaria (CHEMNITZ). 7 skal.
Cardium groenlandicum CHEMNITZ.
Mya truncata LINNÉ. 11 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 2 skal.
Lithothamnion. 2 ex.

22. Södra sidan av Mimers dal. Längs strandbranten vid älven. 20 m ö. h. H. L. Norberg.
Lepeta coeca (MÜLLER). 2 ex.
Littorina littorea (LINNÉ). 4 ex.
Littorina saxatilis (OLIVI). 2 ex.
Anomia squamula LINNÉ. 2 skal.
Mytilus edulis LINNÉ. 6 skal.
Pecten islandicus (MÜLLER). 2 skal.
Astarte borealis (CHEMNITZ). 3 skal.
Cyprina islandica (LINNÉ). 2 skalfragment och 1 litet skal (unge).
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 4 skal.
Mya truncata LINNÉ. 1 ex. och 1 skal.
Mya truncata LINNÉ var. *ovata* JENSEN. 10 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 3 skal.

23. Södra sidan av Mimers dal. Längs strandbranten vid älven. 30 m ö. h. H. L. Norberg.
Mya truncata LINNÉ. 4 skal.

24. Mimers dal. C:a 60 m ö. h. 23. 7. 1911. Wedhol.
Mya truncata LINNÉ.

25. Skalbank S om Mimers dal. H. L. Norberg.
Mytilus edulis LINNÉ. 1 skal.
Pecten islandicus (MÜLLER). 1 skalfragment.
Cyprina islandica (LINNÉ). 5 skal.
Mya truncata LINNÉ. 1 skal.
Lithothamnion. 1 ex. på en lös sten.

II. Stockholms Högskolas geologiska institut

1. Nära västra stranden av Advent Bay. Kanske 10 m ö. h. Skalgrus.
Pecten islandicus (MÜLLER). 1 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 3 skal.

2. Angelins berg.
Mya truncata LINNÉ. 3 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 4 stora skal.

3. Antisafe-dalen. Kap Starotschin. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Macoma calcaria (Chemnitz). 4 skal. Stor form.
Saxicava arctica (Linné). 1 skal.

4. Coal Bay. Höga *Mytilus*-banken på östra stranden. B. Högbom och C. Wiman. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Mytilus edulis Linné. 3 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 1 skal.
Macoma. 1 skal.
Mya truncata Linné. 1 skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.
Lamellibranchiat. 1 skal.
Balanus. 1 skal.

5. Bjonas hamn. *Mytilus*-lagren. A. G. Nathorst och G. De Geer 1882.
Mytilus edulis Linné. Många större skal.

6. Norra änden av Coraön.[1]
Tonicella marmorea (Fabricius). Flera skal. Best. av N. Odhner.
Tonicella rubra (Linné). 4 skal. Best. av N. Odhner.
Ischnochiton albus (Linné). 1 skal. Best. av N. Odhner.
Puncturella noachina (Linné). 4 ex.
Moelleria costulata (Möller). 1 ex.
Lepeta coeca (Müller). 3 ex.
Littorina saxatilis (Olivi). 1 ex.
Onoba aculeus (Gould). 1 ex.
Nucula tenuis (Montagu). 1 skal.
Portlandia arctica (Gray). 4 skal.
Anomia squamula Linné. 5 skal.
Mytilus edulis Linné. Flera små skal.
Modiolaria discors (Linné). var. *substriata* Gray. 2 skal. Best. av N. Odhner.
Crenella decussata (Montagu). 2 skal.
Pecten islandicus (Müller). 3 små fragment.
Macoma calcaria (Chemnitz). 1 skal.
Foraminifer. 3 ex.
Serpulid. 2 ex.
Balanus. Flera skal.
Bryozo. 1 ex.

7. Coraöns södra udde. Aug. 1910. G. De Geer.
Tonicella marmorea (Fabricius). Flera skal. Best. av N. Odhner.
Puncturella noachina (Linné). 6 ex.

[1] Angående förekomsterna på denna ö, se Lamplugh 1911 och Nordmann 1912.

Margarita groenlandica (CHEMNITZ). Flera ex.
Moelleria costulata (MÖLLER). 3 ex. Best. av N. Odhner.
Lepeta coeca (MÜLLER). Flera ex.
Acmaea rubella (FABRICIUS). 3 ex.
Littorina saxatilis (OLIVI). Flera ex.
Onoba aculeus (GOULD). 3 ex.
Buccinum undatum LINNÉ. 1 litet ex.
Portlandia arctica (GRAY). 1 ex.
Anomia squamula LINNÉ. 2 skal.
Mytilus edulis LINNÉ. 1 litet skal.
Crenella decussata (MONTAGU). 2 skal.
Astarte elliptica (BROWN). 1 litet skal.
Astarte banksi (LEACH). 1 litet skal.
Thyasira flexuosa (GOULD). 4 skal.
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 4 skal.
Mya truncata LINNÉ. 1 litet skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 1 tunnskaligt, litet skal.
Foraminifer. Flera ex.
Sjöborre. 1 plåt och 1 tagg.
Lithothamnion. Flera små ex.

8. Coraön, södra änden. Utslammad ur morän. 7. 8. 1910. G. De Geer.
Pecten islandicus (MÜLLER). 4 skal.
Cardium groenlandicum CHEMNITZ. 1 ex.
Mya truncata LINNÉ. 2 skal.

9. Coraön, södra udden. Utslammat av havet ur morän. G. De Geer 1882.
Tonicella marmorea (FABRICIUS). Flera skal. Best. av N. Odhner.
Tonicella rubra (LINNÉ). 8 skal. Best. av N. Odhner.
Ischnochiton albus (LINNÉ). 1 skal. Best. av N. Odhner.
Puncturella noachina (LINNÉ). Flera ex.
Acmaea rubella (FABRICIUS). 3 ex.
Lepeta coeca (MÜLLER). Flera ex.
Margarita groenlandica (CHEMNITZ). Flera ex.
Littorina saxatilis (OLIVI). Flera ex.
Natica clausa BRODERIP et SOWERBY. 2 ex.
Lacuna vincta (MONTAGU). Enligt etiketten, men ej funnen.
Buccinum undatum LINNÉ. 3 små ex.
Sipho togatus (MÖRCH). 1 ex. (unge). Best. av N. Odhner.
Sipho sp. 1 ex.
Trophon. 1 ex.
Bela bicarinata (COUTHOUY). 1 ex. Best. av N. Odhner 2. 1. 1951.

Nucula tenuis (Montagu). 4 skal.
Portlandia arctica (Gray). 1 skal.
Leda pernula (Müller). 1 skal.
Anomia squamula Linné. 2 skal. 9 mm.
Mytilus edulis Linné. Flera mindre skal.
Crenella decussata (Montagu). 3 skal.
Pecten islandicus (Müller). Några små fragment.
Astarte banksi (Leach). Flera skal.
Astarte elliptica (Brown). Flera skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 2 ex. och 3 skal.
Cyprina islandica (Linné). 1 litet fragment.
Thyasira flexuosa (Montagu). 4 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). Många skal.
Mya truncata Linné. 12 mindre skal.
Saxicava arctica (Linné). 10 skal.
Pyrgo arctica (Goes). Många ex. Best. av F. Brotzen.
Serpulid. 9 ex.
Balanus. 1 skal.
Balanus. 2 skal.
Sjöborre. Några taggar.
Lithothamnion. Många ex.

10. C o r a ö n. Utslammade ur morän. G. De Geer.
Puncturella noachina (Linné). 2 ex.
?Margarita. 2 ex.
Lepeta coeca (Müller). 3 ex.
Buccinum tenue Gray. 1 ex.
Nucula tenuis (Montagu). 1 skal.
Portlandia arctica (Gray). 1 skal.
Portlandia lenticula (Möller). 1 skal.
Crenella decussata (Montagu). 1 skal. Best. av N. Odhner.
Pecten islandicus (Müller). 1 skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 skal.
Astarte elliptica (Brown). 11 skal.
Astarte. 10 skal.
Thyasira flexuosa (Montagu). 2 skal.
Axinopsis orbiculata G. O. Sars. 1 skal. Best. av N. Odhner.
Macoma calcaria (Chemnitz). 6 skal.
Cardium goenlandicum Chemnitz. 1 skal.
Mya truncata Linné. 1 ex. och 2 skal.
Saxicava arctica (Linné). 4 skal.
Foraminifer. 1 ex.
Serpulid. 1 ex.

Balanus. 3 skal.
Bryozo. 1 ex.
Lithothamnion. 2 ex.

11. C o r a ö n. Ur ändmoränen. G. De Geer. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Mytilus edulis Linné. 1 skal och 3 små fragment.
Astarte elliptica (Brown). 10 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 4 skal.
Cardium groenlandicum Chemnitz. 1 skal.
Mya truncata Linné. 2 skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.
Serpulid. 4 ex.
Lithothamnion. 3 ex.

12. ?C o r a ö n.
Margarita groenlandica (Chemnitz). Flera ex.
Moelleria costulata (Möller). 6 ex. Best. av N. Odhner.
Cyclostrema peterseni Friele. 5 ex. Best. av N. Odhner.
Cingula castanea (Möller). Flera ex. Best. av N. Odhner.
Onoba aculeus (Gould). 8 ex.
Buccinum undatum Linné. 2 ex.
Nucula tenuis (Montagu). 1 skal.
Astarte banksi (Leach). 4 skal.
Thyasira flexuosa (Montagu). 2 skal.
Saxicava arctica (Linné). 1 tunnskaligt, litet skal.
Lamellibranchiat. 1 skalfragment.
Foraminifer. Talrika ex.
Lithothamnion. Många små ex.

13. D i a b a s u d d e n. Gips Bay. 1. 7. och 14. 8. 1896. C. A. Hansson.
Buccinum undatum Linné. 1 ex. med stark skulptur.
Neptunea despecta (Linné). 1 ex.
Pyrolofusus deformis (Reeve). 2 ex.
Mytilus edulis Linné. 1 skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 1 skal.
Mya truncata Linné. 2 skal.
Saxicava arctica (Linné). 3 skal.

14. V ä s t r a s i d a n a v D i c k s o n B a y. Röd lera vid kusten. 27. 8. 1882. A. G. Nathorst.
Mytilus edulis Linné. Många större skal.

15. L ä g r e t N o m E r d m a n n s t u n d r a. Mytilus-Littorina-lager. 1—2 m ö. h. G. De Geer. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Tonicella marmorea (Fabricius). 2 skal. Best. av N. Odhner.
Puncturella noachina (Linné). Flera ex.

Margarita groenlandica (CHEMNITZ). Flera ex.
Lepeta coeca (MÜLLER). Flera ex.
Acmaea rubella (FABRICIUS). Flera ex.
Lunatia pallida (BRODERIP et SOWERBY). 3 ex.
Littorina saxatilis (OLIVI). Flera ex.
Lacuna vincta (MONTAGU). 4 ex.
Onoba aculeus (GOULD). 2 ex.
Sipho latericeus (MÖLLER). 3 ex.
Trophon clathratus (LINNÉ). 7 små ex.
Bela bicarinata (COUTHOUY). 1 ex. Best. av N. Odhner.
Bela obliqua G. O. SARS. 1 ex. Best. av N. Odhner.
Nucula tenuis (MONTAGU). 1 skal.
Anomia squamula LINNÉ. 3 skal.
Mytilus edulis LINNÉ. 1 skal.
Crenella decussata (MONTAGU). 2 skal. Best. av N. Odhner.
Pecten islandicus (MÜLLER). 3 små skalfragment.
Astarte elliptica (BROWN). Flera små skal.
Astarte banksi (LEACH). Flera korta skal.
Astarte borealis (CHEMNITZ). 1 litet skal.
Thyasira flexuosa (MONTAGU). 1 skal Best. av N. Odhner.
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 1 skal.
Mya truncata LINNÉ. Flera små skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). Flera små skal.
Serpulid. Några rör.
Balanus balanus (LINNÉ). 1 skal. Best. av N. Odhner.
Lithothamnion. En stor mängd kolonier.

16. Fästningen vid Isfjordens södra strand. G. De Geer 1882.
Buccinum glaciale LINNÉ. 1 ex.

17. Gips Bay. Mytiluslager.
Mytilus edulis LINNÉ. 2 skalfragment.
Astarte banksi (LEACH). 2 skal. Kort form.
Astarte borealis (CHEMNITZ). 1 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 3 skal.

18. Gips Bay, andra dalen. SÖ sidan av stora dalterrassen. 1896. C. A. Hansson, P. Björvig. Ur postglacialt skalgrus med *Littorina littorea* och *L. saxatilis.*
Tonicella marmorea (FABRICIUS). 1 skal. Best. av N. Odhner.

19. Green Bay, 50 b-dalen. 9. 8. 1910. G. De Geer.
Mya truncata LINNÉ. 5 tjockskaliga stora skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 2 skal.

20. Green Harbour. Ur basterrassen på V sidan av Astronomälven. G. De Geer 1899.

Mya truncata Linné. 2 tjockskaliga stora skal.
Saxicava arctica (Linné). 4 skal.

21. Green Harbour. Mytilusbanken, västra stranden, N om glaciären. E. Jonsson. Sv. Spetsbergsexp. 1908.

Mytilus edulis Linné. 4 större skal.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 1 skal.
Saxicava arctica (Linné). 2 skal.

22. Udden innanför Gåskap. Klas Billers Bay. 22. 8. 1896. C. A. Hansson.

Natica clausa Broderip et Sowerby. 1 ex. enligt N. Odhners etikett, men saknas.
Buccinum ciliatum Fabricius. 1 ex.
Buccinum finmarchianum Verkrüzen var. *scalaris* G. O. Sars. 1 ex.
Buccinum glaciale Linné. 3 ex.
Sipho islandicus (Chemnitz). 1 ex.
Sipho togatus (Mörch). Enligt N. Odhners etikett, men saknas.
Mya truncata Linné. 2 skal.

23. Hyperitudden. Isfjorden. G. De Geer 1882.

Astarte borealis (Chemnitz). 1 ex. och 8 skal.
Cyprina islandica (Linné). 1 stort skal.

24. Ovan Jermaks varde. Advent Bay. 29 m ö. h. B. Högbom. Sv. Spetsbergsexp. 1908.

Macoma calcaria (Chemnitz). 4 skal.
Mya truncata Linné. 3 skal.

25. Kap Boheman. Sidomorän vid tältplats 10 h. 22. 7. 1896. C. A. Hansson.

Neptunea despecta (Linné). 1 ex.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 skal.
Astarte elliptica (Brown). 6 skal.
Cyprina islandica (Linné). 6 skalfragment.
Lithothamnion. 2 ex.

26. Kap Boheman. Tältplats 9 v. 20. 7. 1896.

Astarte banksi (Leach). 1 skal, ofullständigt.
Macoma calcaria (Chemnitz). 10 skal.
Lithothamnion. 3 ex.

27. Kap Boheman. Skalbank. 9 a. 20. 7. 1896 och 2. 7. 1896.
Littorina saxatilis (Olivi). 5 ex.
Buccinum groenlandicum Chemnitz. 1 ex., övergång till *B. undatum*.
Mytilus edulis Linné. 2 skalfragment.
Astarte borealis (Chemnitz). 3 skal.
Saxicava arctica (Linné). 4 skal.
Lithothamnion. 2 ex.

28. Kap Boheman. Vid vik mellan Skifferudden och NV udden. 20. 7. 1896.
Lunatia pallida (Broderip et Sowerby). 1 ex.
Pecten islandicus (Müller). 1 litet fragment.
Macoma calcaria (Chemnitz). 2 skal.
Mya truncata Linné. 2 skal.
Saxicava arctica (Linné). 8 skal.
Lithothamnion. 1 ex.

29. NV om Kap Boheman. Sidomorän (11p). 30. 1. 1896. G. De Geer och A. Hansson.
Littorina littorea (Linné). 5 ex.
Lacuna vincta (Montagu). 1 ex.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 9 skal.
Mya truncata Linné. 1 skal och 4 skalfragment.
Saxicava arctica (Linné). 7 skal.
?*Zirphaea crispata* (Linné). 1 skalfragment.
Lithothamnion. 1 ex.

30. Kap Lyell. 18 m ö. h. G. De Geer 1882.
Saxicava arctica (Linné). 4 skal.

31. NV om Kap Wijk. Dickson Bay. Mytilusgrus. C. Wiman. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Cyprina islandica (Linné). 1 skal.

32. Klas Billen Bay. Innersta viken. Skalgrus. 25. 8. 1896. A. Hansson.
Cyprina islandica (Linné). 1 skalfragment.

33. Dalen N om Linné-sjön.
Mya truncata Linné. 3 tjockskaliga, stora skal.
Saxicava arctica (Linné). 2 stora skal.

34. Mimers bukt, norra gattet. C. Wiman. Sv. Spetsbergsexp. 1908.
Cyprina islandica (Linné). 2 ex.

35. Lagret vid Nansens glaciär.
Cardium groenlandicum CHEMNITZ. 1 ex.

36. NW om Nordenskiölds glaciär. Klas Billen Bay. 22. 8. 1898.
Buccinum ciliatum FABRICIUS. 9 ex.

37. Udden V om Nordenskiölds glaciär. Klas Billen Bay. 24. 8. 1896.
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 3 skal.

38. Udden SV om Nordenskiölds glaciär. Klas Billen Bay. 22. 8. och 28. 8., C. A. Hansson. 24. 8., G. De Geer.
Buccinum glaciale LINNÉ. 10 ex.
Sipho kroeyeri (MÖLLER). 9 ex.
Mytilus edulis LINNÉ. Enligt N. Odhners etikett, men saknas.
Pecten islandicus (MÜLLER). 1 skal.
Astarte borealis (CHEMNITZ). 1 skal.
Cardium groenlandicum CHEMNITZ. 4 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 2 skal.

39. SV om Nordenskiölds glaciär. 24. 8. 1896. G. De Geer.
Sipho togatus (MÖRCH). 2 ex.

40. Södra änden av Nordenskiölds glaciär. Klas Billen Bay. 25. 8. 1896. A. Hansson.
Mya truncata LINNÉ. 3 skal och några små fragment.

41. v. Posts glaciär. Ur röda södra sidomoränen. 6. 8. 1896. G. De Geer.
Lepeta coeca (MÜLLER). 1 ex.
Arca glacialis (GRAY). 3 skal.
Astarte banksi (LEACH). 2 skal, kort form.
Astarte borealis (CHEMNITZ). 1 ex. och 3 skal.
Astarte elliptica (BROWN). 5 skal.
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 1 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 1 skal.
Lamellibranchiat. Flera skalfragment.
Lithothamnion. 4 ex.

42. Recherche Bay. Östra sidomoränen.
Saxicava arctica (LINNÉ). 3 skal.

43. NO om Sassenälven. 100 m S 35° Ö från telegrafvarden. SV om Marmiers berg. 5. 8. 1896. C. A. Hansson.
Lepeta coeca (MÜLLER). 1 ex.
Macoma calcaria (CHEMNITZ). 6 skal.
Saxicava arctica (LINNÉ). 4 stora skal.

44. Sassen Bay. Tältplats 4 a. Juni 1896.
Cyprina islandica (Linné). 1 skal.

45. S om Sassenälvens mynning. Mytilusbank. 3. 8. 1896. G. De Geer.
Lunatia pallida (Broderip et Sowerby). 1 ex.
Littorina saxatilis (Olivi). 2 ex.
Buccinum glaciale Linné. 1 ex.
Buccinum groenlandicum Chemnitz.
Mytilus edulis Linné. 2 skal.
Pecten islandicus (Müller). 1 skal.
Astarte banksi (Leach). Flera skal. Kort form.
Astarte borealis (Chemnitz). 1 ex. och flera skal.
Mya truncata Linné. Omtalas på N. Odhners etikett, men saknas.
Saxicava arctica (Linné). 4 skal.
Lithothamnion. 1 ex.
Problematicum. 1 ex.

46. S Ö om Sfinxudden. Klas Billen Bay. Skalbank. 26. 8. 1896. C. A. Hansson.
Littorina littorea (Linné). 1 ex.
Littorina saxatilis (Olivi). 1 ex.
Lacuna vincta (Montagu). Omtalas på N. Odhners etikett, men saknas.
Mytilus edulis Linné. 1 skal och 1 fragment.
Pecten islandicus (Müller). 5 skal.
Astarte banksi (Leach). 1 skal. Kort form.
Astarte borealis (Chemnitz). 5 skal.
Macoma calcaria (Chemnitz). 2 skal.
Mya truncata Linné. 3 skal.
Saxicava arctica (Linné). 5 skal.
Lithothamnion. 1 ex.

47. Dalen vid Sfinxudden. Klas Billen Bay. 25. 8. och 28. 8. 1896.
Margarita groenlandica (Chemnitz) var. *umbilicalis* Broderip et Sowerby. 1 ex. enligt N. Odhners etikett, men saknas.
Littorina littorea (Linné). 5 ex. enligt N. Odhners etikett, men alla saknas.
Buccinum glaciale Linné. 1 mindre ex.
Buccinum groenlandicum Chemnitz. 4 mindre ex.

48. Ö om Södra Diabasudden. Sassen Bay. 18. 8. 1896. G. De Geer och C. A. Hansson.
Cyprina islandica (Linné). 3 stora skal.

49. Udden vid Södra Nordenskiöldshamnen. Klas Billen Bay. 25. 8. 1896. C. A. Hansson.
Mytilus edulis Linné. 1 skal.
Pecten islandicus (Müller). 1 skal.
Astarte banksi (Leach). 1 stort, kort, tjockskaligt skal.
Mya truncata Linné. 3 skal.

50. Stranden av inre Tempel Bay. 6. 8. 1896. »Subfossila skal».
Mytilus edulis Linné. 1 skal.
Saxicava arctica (Linné). 2 skal.

51. Tempel Bay. SÖ sidan c:a 100 m S 35° Ö från fotografivarden på NÖ sidan av Sassenälven, NO om Marmiers berg. 5. 8. 1896. C. A. Hansson.
Mya truncata Linné. 15 stora skal.

52. S om Tempel Bay. 100 m S 35° Ö från fotografivarden, NO om Sassenälven. Marmiers berg. 5. 8. 1896. C. A. Hansson.
Lithothamnion. 1 block med *Lithothamnion*.

53. Fyndort ej angiven. Ur ändmorän 10 m. 27. 7. 1896.
Mytilus edulis Linné. 2 små fragment.
Astarte banksi (Leach). 6 skal. Kort form.
Astarte elliptica (Brown). 2 skal.
Mya truncata Linné. 2 fragment.
Lamellibranchiat. 2 små fragment.
Lithothamnion. 1 ex.

Följande arter äro sålunda funna i Spetsbergens kvartär av de svenska polarexpeditionerna:

1. *Tonicella marmorea* (Fabricius).
2. *Tonicella rubra* (Linné). Denna art är förut omtalad från Spetsbergens kvartär endast av Hoel (1914).
3. *Ischnochiton albus* (Linné). Denna art är ej förut funnen i Spetsbergens kvartär.
4. *Puncturella noachina* (Linné).
5. *Margarita cinerea* (Couthoy). Enligt Winckworth 1932 är släktnamnet för denna och följande art *Margarites*.
6. *Margarita groenlandica* (Chemnitz).
7. *Margarita groenlandica* var. *umbilicalis* Broderip et Sowerby.
8. *Moelleria costulata* (Möller).

9. *Cyclostrema peterseni* Friele. Enligt Winckworth är släktnamnet *Skenea*. Denna art är förut funnen varken recent eller kvartär på Spetsbergen. Den är en boreal form, som nu lever i varmare hav än Spetsbergens.
10. *Lepeta coeca* (Müller).
11. *Acmaea rubella* (Fabricius). Föres av Winckworth till släktet *Patelloida*, subgenus *Tectura*.
12. *Natica clausa* Broderip et Sowerby.
13. *Lunatia pallida* (Broderip et Sowerby). Föres av Winckworth till släktet *Natica*, subgenus *Lunatia*.
14. *Lunatia tenuistrata* (Dautzenberg et Fischer).
15. *Littorina littorea* (Linné). Denna boreala art är utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
16. *Littorina saxatilis* (Olivi).
17. *Lacuna vincta* (Montagu). Denna boreala art är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
18. *Cingula castanea* (Möller).
19. *Onoba aculeus* (Gould). Denna boreala art än nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
20. *Buccinum ciliatum* Fabricius.
21. *Buccinum finmarchianum* Verkrüzen var. *scalaris* G. O. Sars. Denna lågarktiska art är ej förut funnen i Spetsbergens kvartär.
22. *Buccinum glaciale* Linné.
23. *Buccinum groenlandicum* Chemnitz.
24. *Buccinum tenue* Gray.
25. *Buccinum terrae novae* (Beck) Mörch.
26. *Buccinum undatum* Linné.
27. *Neptunea despecta* (Linné).
28. *Pyrolofusus deformis* (Reeve).
29. *Sipho islandicus* (Chemnitz). I stället för *Sipho* använder Winckworth släktnamnet *Colus*.
30. *Sipho kroeyeri* (Möller).
31. *Sipho latericeus* (Möller).
32. *Sipho togatus* (Mörch).
33. *Trophon clathratus* (Linné) var. *grandis* Mörch.
34. *Astyris rosacea* (Gould). Räknas av Winckworth till släktet *Pyrene*.
35. *Bela bicarinata* (Couthouy). I stället för *Bela* använder Winckworth släktnamnet *Lora*.
36. *Bela obliqua* G. O. Sars.
37. *Nucula tenuis* (Montagu) var. *expansa* Reeve.

38. *Leda pernula* (Müller). Winckworth använder släktnamnet *Nuculana*.
39. *Portlandia arctica* (Gray).
40. *Portlandia lenticula* (Möller). Föres till släktet *Yoldiella* av Winckworth.
41. *Anomia squamula* Linné. Föres av Winckworth till släktet *Heteronomia*. Denna boreala art är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
42. *Arca glacialis* (Gray).
43. *Mytilus edulis* Linné. Denna boreala art är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
44. *Mytilus edulis* var.
45. *Modiola modiolus* (Linné). Winckworth ger denna art släktnamnet *Modiolus*. Andra författare ha använt släktnamnet *Volsella*. Arten är boreal. Den är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
46. *Modiolaria discors* (Linné) var. *substriata* Gray. Denna art föres av Winckworth till släktet *Musculus*.
47. *Crenella decussata* (Montagu).
48. *Pecten islandicus* (Müller). Arten föres till släktet *Chlaemys* av Winckworth.
49. *Astarte banksi* (Leach). Arten kallas av Winckworth *montagui* (Dillwyn). Varken den östarktiska var. *vernicosa* Dall eller den västarktiska var. *warhami* Hancock finnes bland materialet. Den förra är nu allmän vid Spetsbergen. Bägge saknas i sydligare hav. (Se också Jensen 1912, s. 104.)
50. *Astarte borealis* (Chemnitz).
51. *Astarte crenata* (Gray).
52. *Astarte elliptica* (Brown).
53. *Cyprina islandica* (Linné). Denna boreala art är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
54. *Thyasira flexuosa* (Montagu).
55. *Axinopsis orbiculata* G. O. Sars.
56. *Macoma calcaria* (Chemnitz).
57. *Cardium ciliatum* Fabricius.
58. *Cardium groenlandicum* Chemnitz. Denna art föres till släktet *Serripes* av Thiele (1935). Några författare föra den till släkte *Aphrodite*.
59. *Mya truncata* Linné.
60. *Mya truncata* Linné var. *ovata* Jensen.
61. *Saxicava arctica* (Linné). Föres av Winckworth till släkte *Hiatella*.

62. *Saxicava arctica* (Linné) var. *uddevallensis* Jeffreys.
63. *Zirphaea crispata* (Linné). Denna boreala art är nu utdöd vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen.
64. *Thracia myopsis* (Bech) Möller.
65. *Pyrgo arctica* (Goes).
66. Serpulid.
67. *Balanus balanus* (Linné).
68. Pagurid.
69. *Myriozoum coarctatum* (M. Sars).
70. Bryozo.
71. *Strongylocentrotus droebachiensis* (O. F. Müller).
72. *Rangifer spitzbergensis* Murray.
73. *Lithothamnion.*

Av de omtalade arterna äro 9 boreala arter, som nu ej längre leva vid Spetsbergen på grund av klimatförsämringen. Dessa arter äro: *Cyclostrema peterseni*, *Littorina littorea*, *Lacuna vincta*, *Onoba aculeus*, *Anomia squamula*, *Mytilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Cyprina islandica* och *Zirphaea crispata*. Av dessa är *Cyclostrema peterseni* ej heller förut omtalad i kvartära lager på Spetsbergen. Den lever nu nordligast vid Murman-kusten och Björnön. (Ett enda levande exemplar är dock funnet vid Östgrönland enligt Thorson 1944.) I litteraturen är dessutom omtalad en boreal art från Spetsbergens kvartär, vilken är utdöd på grund av klimatförsämringen. Det är *Littorina palliata*. Härtill kommer en boreal art, som endast är funnen submarint. Denna art är *Cyclostrema laevigatum* (Jeffreys) G. O. Sars. Tomma skal av denna äro funna vid Kung Karls Land (Odhner 1912) och i Isfjorden (Odhner 1915). Arten lever nu nordligast vid västra och södra Island och Lofoten (ett enda levande exemplar är dock funnet vid Östgrönland enligt Thorson 1944).

Utom *Cyclostrema peterseni* äro *Ischnochiton albus* och *Buccinum finmarchianum* (var. *scalaris*) nya för Spetsbergens kvartär. *Tonicella rubra* och *Zirphaea crispata* äro funna endast en gång förut i Spetsbergens kvartär, den förra av Hoel (1914), den senare av Feyling-Hanssen och Jørstad (1950).

English summary

The present paper deals with Quaternary fossils (mainly molluscs) collected in Spitsbergen by Swedish expeditions and kept in the Paleontological Institution of the University of Uppsala and in the Geological Institute of Stockholms Högskola.

Three species, *Ischnochiton albus*, *Cyclostrema peterseni*, and *Buccinum finmarchianum* (var. *scalaris*), were previously unknown in the Quaternary of Spitsbergen, whereas *Tonicella rubra* and *Zirphaea crispata* had been found once. Nine of the species in the

material at my disposal are boreal: *Cyclostrema peterseni*, *Littorina littorea*, *Lacuna vincta*, *Onoba aculeus*, *Anomia squamula*, *Mytilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Cyprina islandica*, and *Zirphaea crispata*. These nine species are now extinct in the waters around Spitsbergen because the temperature has become too low. This also applies to another two boreal species, *Cyclostrema laevigatum* and *Littorina palliata*.

Citerad litteratur

Feyling-Hanssen, R. W. and Jørstad, F. A., 1950: Quaternary fossils from the Sassen-area in Isfjorden, West-Spitsbergen (The marine mollusc fauna). — Norsk Polarinstitutt, 94. Oslo.

Hoel, A., 1914: Exploration du Nord-Ouest du Spitzberg, entreprise sous les auspices de S. A. S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. — Résultats des campagnes scientifiques accomplies sur son yacht, 42: 3. Monaco.

Hägg, R., 1950: Kvartära marina fossil från Spetsbergen insamlade av svenska expeditioner. — Geol. Fören. Förhandl., 72. Stockholm.

Jensen, Ad. S., 1912: Results of the Ingolf Expedition. Lamellibranchiata. København.

Lamplugh, G. W., 1911: On the shelly moraine of the Sefström Glacier and other Spitsbergen phenomena illustrative of British Glacial conditions. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., New Ser., 17, 1909—11. Leeds.

Nordmann, V., 1912: *Anomia squamula* L. som Kvartær-Fossil paa Spitzbergen. — Medd. Dansk Geol. Foren., 4. København.

Odhner, N., 1912: Northern and Arctic invertebrates in the collection of the Swedish State Museum (Riksmuseum). V. Prosobranchia. 1. Diotocardia. — K. V. A. Handl., 48: 1. Stockholm.

—, 1915: Zoologische Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach Spitzbergen 1908. II. Die Molluskenfauna des Eisfjordes. — Ibid., 54: 1.

Thiele, J., 1935: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. II. Jena.

Thorson, G., 1944: The zoology of East Greenland. Marine Gastropoda Prosobranchiata. — Meddelelser om Grønland, 121: 13.

Winckworth, R., 1932: The British marine Mollusca. — Journ. of Conchology, 19: 7. Manchester.

En kolförande morän i Falköping

Av

Jan Lundqvist

Abstract

A coal-bearing till in Falköping

In the city of Falköping in South-Western Sweden an excavation has been made in which are seen three different till beds (*b*, *c*, *e* in Fig. 1) and between two of them a deposit of sand (*d*). The till *b* is composed of Palaeozoic limestone and alum shale, the others of limestone only. In the till *e* there are found boulders and fragments of coal with a vanadium content of 0.4 %. These are supposed to originate from the region between Falköping and Torbjörntorp about 6 kilometers NE of Falköping. However, there is perhaps a slight possibility that they may have come from Billingen about 30 kilometers farther to the north, transported by the ice without being entirely crushed.

Från civilingenjör Ragnar Eriksson, Hässleholm, erhöll Sveriges Geologiska Undersökning i februari 1951 ett prov av en kolliknande substans, som påträffats vid en grundgrävning i kvarteret Cypressen i Falköping, 0,5 km öster om centralstationen. Som framgår av följande tabell, befanns provet (N:o 1 i tab.) vid analys bestå av 77,8 % kol med en anmärkningsvärd halt av vanadin (0,4 %[1] räknat på hela substansen). Man kan förmoda, att det här är fråga om ett vanadinkol av det slag, som förekommer bl. a. på norra Billingen [beskrivet bl. a. av Cronquist (1883), Grönwall (1916), Hedström (1922) och Westergård (1931)] och som numera anses vara en destillationsprodukt av alunskiffern, uppkommen vid den postsiluriska diabasens framträngande. I tabellen ha som jämförelse medtagits några analyser (N:o 2—8; numreringen är ej densamma som i Hedströms beskrivning), som tidigare publicerats av Hedström (1922).

N:o	C	H	Aska	V i askhalt. C	V i askfritt C
1	77,8	5,3	3,9	0,4	0,5
2	82,57	4,31	7,98	0,16	0,16
3	84,71	6,16	3,48	0,17	0,17
4	86,74	6,82	0,57	0,16	0,16
5	76,12	14,00	2,64	0,15	0,15
6	83,3	4,9	6,64	0,17	0,19
7	87,14	4,92	1,10	0,14	0,14
8	87,55	5,08	0,59	0,17	0,17

[1] Medeltal av fyra analyser.

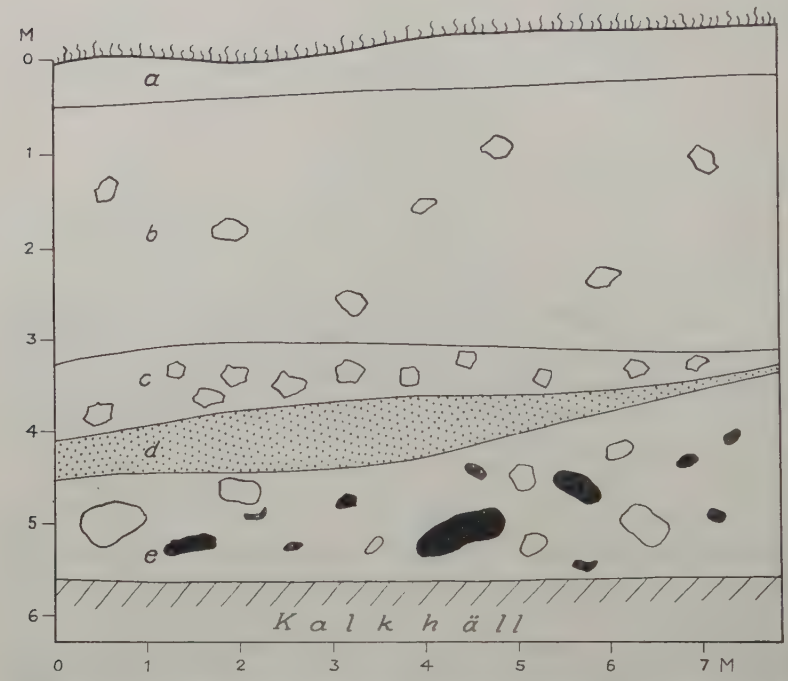


Fig. 1. Profil genom schaktningen med den kolförande moränen. Kolblocken i den undre moränen ha markerats med svart. Vidare förklaring se texten.

Kolhalten är bestämd av fru J. M. Bokström och vanadinhalten av laborator S. Landergren med spektralanalys.

Enligt den medföljande beskrivningen skulle kolet i Falköping ligga under ett flera meter mäktigt moränlager på något, som eventuellt kunde vara ett sönderbrutet kalkstenslager. Man kunde alltså tänka sig möjligheten, att det var fråga om en ny fyndighet av den tidigare kända typen. Förf. fick därför av överdirektör P. Geijer på geolog E. Mohréns förslag i uppdrag att närmare undersöka, hur därmed förhöll sig, och att publicera denna redogörelse för fyndet.

Vid ett besök på platsen den 21. 2. 1951 uppmättes följande profil (jfr även fig. 1) på det ställe, där lagerserien var fullständigast (de olika lagrens mäktigheter variera nämligen kraftigt):

a. 40 cm mäktigt matjordslager.

b. 250 cm gulaktigt brun morän med delvis ganska tydlig press struktur. Denna morän är starkt kalkhaltig; blockmaterialet utgöres huvudsakligen av kalksten samt dessutom även något skiffer, både en gröngrå lerskiffer, förmodligen Phyllograptusskiffer, och alunskiffer. Dessutom förekomma block av orsten.

c. 60 cm tämligen blockrik morän utan presstruktur. Denna morän är ganska lik följande (*e*) men verkar ljusare till färgen än denna. Den är starkt kalkhaltig och lerig samt sönderbruten i bitar, varför den ger intryck av att vara betydligt blockrikare, än den i själva verket är. Detta lager finnes endast i schaktningens östra hälft och tunnar snabbt ut åt sidorna. Det synes sålunda vara en helt lokal företeelse. Med hänsyn till likheten med lager *e* och den karakteristiska strukturen kan man möjligen tänka sig, att denna morän utgör ett uppbrutet och omlagrat parti av den underliggande moränen.

En »blockräkning» under mikroskop av materialet med kornstorleken 2—6 mm har givit följande resultat:

Morän	Kalksten	Skiffer	Sandsten	Gnejs
b	89	8	3	+
c	98	1	1	+
e	99	—	1	—

Dessa siffror bekräfta likheten mellan moränerna *c* och *e* samt visa en tydlig skillnad mellan dessa och *b*. Det synes alltså här verkligen vara fråga om en dubbel morän.

Till tabellen är vidare att anmärka, att bland kalkstenen i *b* ingår även en del orsten. Procenten verklig kalksten är därför i själva verket ännu något lägre.

d. C:a 50 cm väl sorterad, strömskiktad sand, som snabbt tunnar ut åt sidorna, men återfinnes i skärningens motsatta (västra) vägg. Lagret är nedåt konvext och ger ett tydligt intryck av att utgöra en gammal bäckfåra, vilket talar för att platsen varit isfri, när sanden avsattes, och alltså antyder en viss åldersskillnad mellan moränerna *b* och *e*. Den allmänna lutningen vid lokalen är från öster mot väster, vilket stämmer väl överens med bäckfårans riktning — c:a N 75° O. I sanden finnas här och var millimetertjocka skikt av fina kolpartiklar, som utsvämmats ur den underlagrande moränen.

e. 100—200 cm mörk, kalkhaltig, tämligen blockrik morän. Denna vilar direkt på den underliggande kalkstenshällen; något sammanhängande kollager däremellan finnes alltså ej. Blockmaterialet utgöres nästan uteslutande av kalksten.

f. På schaktets botten häll av flackt liggande, något glaukonitförande ortocerkalk.

En närmare uppfattning om kornstorleksfördelningen i de olika moränbäddarna fås av följande tabell. Procenttalen hänföra sig till materialets totala mängd. De mekaniska analyserna äro utförda av B. Berselius.

Morän	Sten	20—6 mm	6—2 mm	2—0,6 mm	0,6—0,2 mm	0,2—0,06 mm	0,06—0,02 mm	0,02—0,006 mm	0,006—0,002 mm	< 0.002 mm
b	—	26,7	9,7	10,1	9,5	11,2	5,2	3,5	10,8	13,3
c	+	27,1	11,4	11,0	7,5	11,7	7,5	7,0	7,2	9,7
e	+	44,5	13,7	13,2	7,4	7,9	3,9	1,2	3,0	5,2

Av tabellen framgår, att moränen *e* är betydligt grusigare än de båda övriga och alltså synes vara av ganska lokal natur.

Det ifrågavarande kolet uppträder i moränbädden *e* dels i form av en mängd mindre (högst dm-stora) partier, dels i block av betydligt större dimensioner; det största vid tillfället blottade var c:a 0,5 × 1 m. Enligt arbetarna på platsen hade dock betydligt större kolblock redan bortschaktats. De ursprungliga kollagren torde ha haft en förhållandevis stor mäktighet. Eftersom dessa block äro ganska sönderknådade och delvis uppblandade med moränmaterial, är det svårt att exakt avgöra, hur stor denna mäktighet kan ha varit, men troligt är väl, att den snarare över- än understiger 20 cm [den hittills största kända mäktigheten är enligt Hedström (1922) 22 cm vid Karlsfors]. I dessa kolpartier ha iakttagits bitar av grå ortocerkalk, vilket gör det troligt, att kollagren uppträda i kalken eller i den därmed växellagrande Phyllograptusskiffern.[1] Härpå tyda även block i moränerna av kalksten innehållande fina kolränder.

Vad slutligen beträffar frågan, var dessa kolblock ha sin klyftort, kan man först och främst antaga, att denna ej ligger alltför långt från Falköping. Då kolet är mycket löst, ibland nästan pulverartat, borde det, om det transporterats någon längre sträcka, blivit uppblandat med moränmaterial i ännu högre grad, än vad som är fallet. Det kan sålunda knappast tänkas komma från Billingen, där de största kända förekomsterna äro belägna, även om man ej helt får bortse från möjligheten av att de kunnat transporteras därifrån i på ett eller annat sätt skyddat läge infrusna i isen. Vidare är som nämnts den kolförande moränen grusig och ganska lokal till sin karaktär.

N om Vartofta station (8 km SO om Falköping) finnas räfflor i riktning N 12° O (bl. Tidaholm, s. 69). På Mösseberg V om Falköping gå räfflorna i N 25—35° O med vissa lokala avvikelser (bl. Falköping, s. 47). Isrörelseriktningen vid fyndplatsen torde alltså ha varit ungefär från NNO.

[1] Enligt ett av Falköpings stadsingenjörskontor meddelat protokoll från en borrning 600 m NNV om fyndplatsen ligger över alunskiffern en 12,7 m mäktig serie av omväxlande kalksten och lerskiffer.

Kolets fasta klyft är av det sagda att döma att söka NNO om Falköping på ganska kort avstånd från staden, förmodligen mellan denna och Torbjörntorp. Berggrunden i denna trakt utgöres av ortocerkalk, i de allra lägst liggande delarna av alunskiffer. De båda moränbäddarnas sammansättning stämmer f. ö. väl med detta förhållande. Kalkstenen är ju den dominerande bergarten i båda (jfr tab. sid. 251). Alunskiffern förekommer endast i den övre, vilket är naturligt, emedan berggrunden, då denna morän bildades, bör ha varit mera nedbruten, så att även alunskiffern blivit blottad. Den möjligheten finns givetvis även, att moränernas olika sammansättning beror på olika isrörelseriktningar. Den yngre moränen skulle då ha kommit från NNO, den äldre något mera från N.

Man kan också tänka sig, att kolförekomsten är av ännu mera lokal natur. Därpå tyder en uppgift av arbetarna vid en schaktning endast 150 m N om den kolförande, att inget som helst kol där blivit funnet. Detta antagande synes dock mindre sannolikt, enär det då vore svårt att förklara kolets förekomst även i de översta delarna av den undre moränbädden samt i den överlagrande sanden.

Litteratur

Cronquist, A. W., 1883: Fossilt kol (kolm) från Rånnum. — Geol. Fören. Förhandl., 6.
Grönwall, K. A., 1916: Kolbildningar i Västergötlands öfre kambrium och undre ordovicium. — Ibid., 38.
Hedström, H., 1922: Om vanadinhaltigt stenkol i Västergötlands kambro-silur. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 318.
Munthe, H., 1906: Beskrifning till kartbladet Falköping. — Ibid., Ser. Aa, N:o 120
—, 1906: Beskrifning till kartbladet Tidaholm. — Ibid., Ser. Aa, N:o 125.
Westergard, A. H., 1931: Den kambro-siluriska lagerserien i Beskrivning till kartbladet Lugnås av G. Lundqvist, A. Högbom och A. H. Westergard. — Ibid., Ser. Aa, N:o 172.

En förekomst av kritmorän på Hallandsås

Av

Helge Tullström

Abstract. Two localities of moraine to a large extent composed of Cretaceous shell-fragment limestone are described. Their positions on the northwestern point of the horst of Hallandsås in the south of Sweden above the highest marine limit as well as the stratification suggest that the materials are deposited as a lateral moraine of an ice stream directed towards the west.

Redan 1761 hade lösa block av kalksten tillhörande kritsystemet observerats i de lösa jordlagren på norra sidan av Hallandsås (Svedmark 1893, s. 10). Hummel (1871) var dock den förste, som ägnade de kvartära bildningarna på Hallandsås ett mera ingående studium. Fastän han ej fann den fast anstående kritkalkstenen, antydde han genom en karta över utbredningen av lösa block av kritkalksten, var sådan var att vänta. Han kunde även draga vissa slutsatser angående landisens rörelseriktning och rörelsemekanik genom att påvisa, »att inlandsisen, hvilken tydligen haft en betydande verksamhet äfven på åsens högre delar, likväl icke förmått medföra sin halländska bottenmorän deröfver» (1871, s. 608). I beskrivningen till kartbladet Båstad (Hummel 1877) finner man kartan över krithaltigt morängrus ytterligare kompletterad samt därtill några kalkanalyser gjorda på krithaltig morän (s. 21). De Geer (1893) och Svedmark (1893) beröra ur olika synpunkter den kalkhaltiga moränen inom södra Halland, och Lindström (1898) har på en översiktskarta inlagt dess utbredning, medan Ekström (1936; 1946) i korthet vidrör samma sak under beteckningen kalkhaltig urbergsmorän utan att närmare ingå på detaljer.

Vid rekognosceringen på Laholmsbladet sommaren 1950 påträffade jag vid Hovs hallar två mindre förekomster av kritmorän, som jag på uppdrag av bladgeologen docent C. Caldenius också närmare undersökte.

Lokalbeskrivning

Lokal I (fig. 1) är belägen 400 m ostnordost om triangelpunkten 41,4 (top. konc. bl. 13, Halmstad S. O.) på en liten kulle om c:a 15 × 15 m. Kullen är på det ekonomiska bladet utmärkt som fornlämning

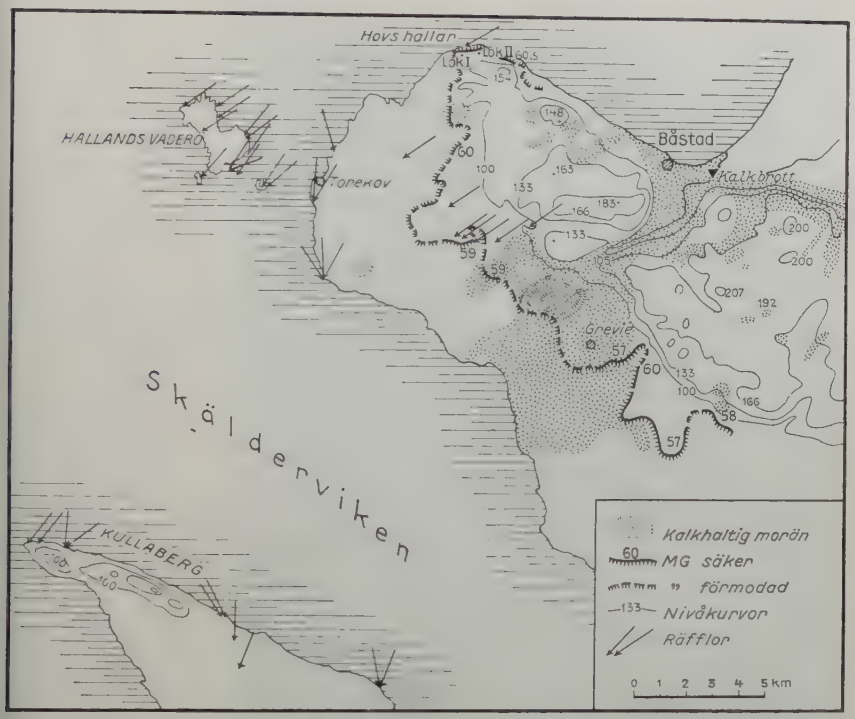


Fig. 1. Karta över nordvästra Skåne sammanställd efter Holmström (1865—1904), Hummel (1871, 1877) och Wennberg (1949). MG är hämtad ur en opublicerad uppsats av E. Tarras-Wahlberg.

men under andra världskriget tog man från densamma material till befästningsarbeten och blottade då en nästan vit kritmorän. Jag grävde ned till berggrunden och fann följande profil:

Sandig, svart matjord med oregelbunden undre gräns	0—0,40 m
Ljusgrå, tämligen porös kritmorän, rik på fragment av den berggrundstyp, skalgruskalksten, som påträffas i kalkbrottet i Malen vid Båstad. Moränen innehåller små bergsblock och sten samt klumpar av gruskalksten liggande i en grundmassa av kalkrik, grusig sand (1)[1] ..	0,40—1,10 m
Omväxlande vit och ljusgrå kritmorän av samma typ som den föregående (2; 3). Man kan i detta avsnitt iaktta en oregelbunden skiktning. Några lager äro tydligt pressade och veckade	1,10—2,00 m

[1] Siffrorna inom parentes hänvisa till provnummer i tabellen.

Fig. 2. Nedre hälften av den krithaltiga moränen på lokal I vilande på den räfflade hällytan.

Grå, stenrik och tämligen blockhaltig kritmorän. Urbergsblocken dominera i antal och storlek över de sprödare gruskalkstensblocken. De variera i storlek, men äro ej större än ett huvud. Grundmassan är sandig, men icke så porös som ovanliggande lager (4) ..... 2,00—2,30 m

Två till tre mm tjockt anrikningslager av ren kalk.

Röd, halvsalisk gnejs med räfflor från 66° (fig. 2). Av hällytans karaktär framgår tydligt, att isrörelsen varit från nordost ..... 2,30 +.

För att utröna kritmoränens horisontella utbredning gjordes fler provgropar omkring nämnda kulle, varvid det visade sig, att kritmoränen är begränsad till själva kullen, vilket även markerades genom att denna bar en frodig gräsvegetation jämförd med omgivande betesmark. I själva kanten täckes kritmoränförekomsten av den i trakte

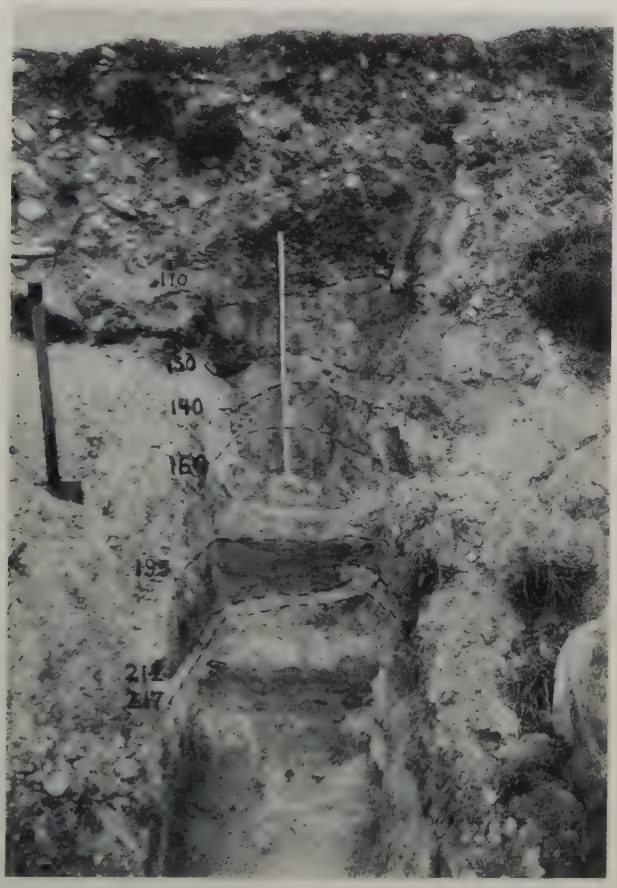


Fig. 3. Övre delen av den östra väggen vid lokal II. Siffrorna ange djup under markytan i enlighet med beskrivningen.

allmänt förekommande bruna, sandiga normalblockiga moränen, som i vissa delar förefaller något svallad, fastän den med säkerhet ligger ovan MG (12; 13).

Lokal II ligger 400 m ostnordost om lokal I. Omedelbart norr om den på kartan (konceptbladet) inlagda stigen påträffades ett igenrasat grustag, som rensades upp. Jordytans höjd över havet är på platsen c:a 75 m, och lokal II ligger i likhet med lokal I med säkerhet ovanför MG, som enligt Eva Tarras-Wahlberg (i opublicerad seminarieuppsats) ligger på 60,5 m över havet.[1] En provgrop grävdes i grustagets kant, men berggrunden nåddes icke, fastän denna ej kunde ligga mycket djupare. Profil (fig. 3):

[1] Enligt meddelande från statsgeologen Caldenius har MG av E. Nilsson vid västra Hovs hallar uppmätts till 52 m (spegelavvägning), av J. Öster till 54 m (tubavvägning). Tarras-Wahlbergs avvägningar äro kombinerade tub- och barometeravvägningar.

Brunt, vittrat, stenigt grus. Stenarna äro till större delen slipade och rundade samt av en knuten hands storlek och bestå uteslutande av urbergsmaterial. Ett tunt lager av fingrus finns på 0,80 m:s djup (5) ..... 0—1,10 m

Grå grovmo-mellansand med enstaka små stenar och gruskorn av såväl kritkalkstens- som urbergsmaterial .. 1,10—1,30 m

Vitt fingrus med riklig inblandning av fragment av skalgruskalksten ..... 1,30—1,40 m

Ljusgrå mo med enstaka sandskikt och rödaktigt bruna, tunna lerskikt. Denna del är tydligt skiktad ..... 1,40—1,60 m

Ljusgrå, kalkrik morän med stenar av urbergs- och kritmaterial. Grundmassan är moig och sandig. Ett litet moskikt förekommer, men i övrigt är partiet oskiktat. Skarp undre begränsning (6) ..... 1,60—1,95 m

Diagonalskiktad grovmo, skarpt begränsad (7) ..... 1,95—2,12 m

Stenig, grusig sand, som är rik på skalgruskalksten. Lagret är skarpt begränsat (8) ..... 2,12—2,17 m

Ljust brunaktigt grå morän med större urbergsstenar och mindre bollar av skalgruskalksten. Verkliga block sporadiskt. Grundmassan är sandig, men tillika något lerig, och låter rulla sig till 3 mm tjocka trådar. Korn av skalgruskalk förekomma rikligt i sandfraktionen (9) ... 2,17—2,67 m

Brunaktigt grå, utkilande, fingrusig sand ..... 2,67—2,76 m

Brunaktigt grå, lerig och sandig morän med en åtminstone i undre delen tydlig olivgrön nyans ..... 2,76—3,02 m

Mörkgrå, lerig och sandig morän med enstaka block (30 cm i diam.) och stenar. Grundmassan låter rulla sig till 3 mm tjocka trådar (10; 11) ..... 3,02—4,00 m

Grundvatten trängde in på denna nivå, vilket hindrade fortsatt grävning. Man kan dock uppskatta hällytans läge till c:a 5 m under markytan, ty berggrunden är blottad på denna nivå i stupet c:a 10 m norr om platsen för grävningen.

Sållningar och slamningar (Atterbergs metod) ha utförts på material från de båda lokalerna. De redovisas jämte kalkhaltsbestämningar i tabellen å s. 259.

Proven 1—4 äro både sållade och slammade, men överensstämmelsen är ej god. Detta torde bero på att kalkstensklumparna delvis dispergeras vid slamningen, så att de finare fraktionerna öka på bekostnad av grus och grovsand.

Av tabellen framgår likväl, att moränen på lokal I består av likartat

Tabell över kornstorleksfördelning och kalkhalt

Provnr.		*Sållningar* %					*Slamningar* %							*Kalkhalt*
		Grovgrus	Fingrus	Grovsand	Mellansand	Mo-ler	Grovsand	Mellansand	Grovmo	Finmo	Grovmjäla	Finmjäla	Ler	% $CaCO_3$
	Lokal I													
1	0,60—0,90 m....	3,0	9,0	36,5	39,0	11,5	31,4	43,6	15,4	2,9	1,9	2,4	2,4	42,0
2	1,20—1,50	—	13,4	44,5	30,9	11,0	35,2	35,2	17,3	4,0	3,2	3,2	1,9	48,5
3	1,70—2,00	1,5	9,7	41,5	33,5	13,8	42,4	39,0	9,6	2,1	1,9	2,1	2,9	46,9
4	2,00—2,30	15,6	15,8	26,5	27,6	14,5	33,0	43,8	16,5	2,2	1,6	1,5	1,5	36,7
	Lokal II													
5	0,90—1,10													0,1
6	1,60—1,95	+	5,2	15,8	51,1	27,7								39,3
7	1,95—2,12		5,1	2,0	32,2	60,7								26,4
8	2,12—2,17	+	14,8	25,5	34,2	24,3								39,0
9	2,17—2,67						14,7	32,4	26,6	8,2	3,7	2,4	10,8	7,8
10	3,02—3,20						10,0	33,5	28,6	7,1	4,8	5,1	10,8	4,5
11	3,80—4,00						9,1	33,4	28,0	6,7	4,9	4,9	12,4	0,2
12	15 m SO om lok. I 0,8 m:s djup ..	+	12,0	16,6	38,6	29,9								0,1
13	75 m SO om lok. I 1,0 m:s djup ..	+	18,6	34,8	20,0	15,6								0,1

material, i vilket sandfraktionen dominerar. De finare fraktionerna äro små, av vilket man får sluta, att en viss sortering av materialet ägt rum. Kalkhalten är genomgående hög.

På lokal II äro förhållandena mera komplicerade. I botten finnes en homogen, lerig och sandig morän med låg, men uppåt tilltagande kalkhalt, beroende på ökad inblandning av skalgruskalksten. Denna överlagras av mer eller mindre sorterade jordarter med riklig inblandning av kritkalksten. Överst ligger slutligen ett täcke av glacifluvialt grus, som är helt kalkfritt.

Räfflorna från 66° på lokal I passa in i den allmänt kända nordost—sydvästliga isströmningsriktningen i denna del av Sverige, men naturligt nog har Hallandsåsens på isen dirigerande verkan gjort sig gällande, så att räfflorna vid Hovs hallar fått en något mera ostlig riktning.

Gemensamt för de båda kritmoränlokalerna är deras läge alldeles intill kanten av det branta stup, som vetter mot havet i norr. Moränen är även i viss mån sorterad med delvis bibehållen skiktstruktur, vilken är tydligast på lokal II. Detta kan möjligen bero på att materialet avsatts under den tid, då Hallandsås redan stack upp genom inlands-

isen. Räfflorna skulle då tillhöra det stadium, då isen passerade fritt över åsen. Då kunde en morän med övervägande urbergsmaterial och utan större kalkhalt avsättas, under det att den mera kalkrika bottenmoränen avlänkades åt väster förbi Hallandsåsens nordvästspets eller trängde upp i dalarna omkring Båstad, där lutningsförhållandena så medgåvo (jfr fig. 1) (Demorest 1943, s. 366—369). Att en sådan avlänkning av isens bottenströmmar äger rum, anges även av räfflor på Kullaberg (fig. 1) från 79° på en häll nära vattenbrynet (Holmström 1904), jämförda med räfflorna uppe vid fyren från 39°.

När Hallandsåsens högre partier började smälta fram ur istäcket, var trycket mot åsens norra sida fortfarande stort, samtidigt som en dödis avsnördes på dess sydsida. En transport mot väster av sidomorän kom till stånd utmed Hallandsåsens norra sida. Det är därför ej säkert, att kritmoränen i Hovs hallar kommer från någon plats i Laholmsbukten mellan Hovs hallar och Mellbystrand, såsom räfflorna antyda. Troligare är, att materialet transporterades såsom sidomorän från Båstadstrakten utmed åsen. Härför tala såväl kritmoränernas lägen på kanten av stupet mot havet i norr, just inom det område, där isen har kunnat expandera ut över de lägre partierna av åsens nordvästra hörn (80 m över havsytan), som växellagringen av morän och sorterade jordarter på lokal II. Den slutliga pålagringen av grus vid lokal II får tillskrivas de laterala smältvattenströmmarna mellan isen och det högre belägna landområdet i söder.

Litteraturförteckning

De Geer, G., 1893: Beskrifning till geologisk jordartskarta öfver Hallands län. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 131: I.

Demorest, M., 1943: Ice sheets. — Bull. Geol. Soc. Amer., 54.

Ekström, G., 1936: Skånes moränområden. — Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst., N:o 118; Sv. Geogr. Årsb., 12.

—, 1946: Jordartskarta över Skåne. — Sver. Geol. Unders. (Ej publicerad.)

Holmström, L. P., 1865: Märken efter istiden, iakttagna i Skåne. Malmö.

—, 1867: Iakttagelser öfver istiden i södra Sverige. — Akad. Avhandl.; Lunds Univ. Årsskr., III. 1866.

—, 1904: Öfversikt af den glaciala afslipningen i Sydskandinavien. — Geol. Fören. Förhandl., 26.

Hummel, D., 1871: Öfversigt af de geologiska förhållandena vid Hallands ås. — Öfvers. af Kongl. Vet. Akad. Förhandl., 28 (5).

—, 1877: Beskrifning till kartbladet »Båstad». — Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 60.

Lindström, A., 1898: Öfversigtskarta angifvande de kvartära hafsaflagringarnas område samt kalkstens- och mergelförekomsters utbredning i Sverige. — Ibid., Ser. Ba N:o 5.

Svedmark, E., 1893: Beskrifning öfver berggrunden inom Hallands län. — Ibid., Ser. C N:o 131: II.

Wennberg, G., 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Skån och Östersjön. — Medd. fr. Lunds Geol.-Min. Inst., N:o 114.

Zur tektonisch-petrographischen Analyse der Kalkbrüche bei Burträsk in Västerbotten

Von

Hans J. Koark

Abstract

In the limestone-quarries near Burträsk, Västerbotten (Sweden), a tectonic and petrofabric analysis was made according to B. Sander's method in order to characterize the fabrics of the rocks and find out the tectonically homogeneous parts of the area. The data collected show, that after having been isoclinally folded, the limestone-leptite-amphibolite series was later deformed in its northern part by movements from S.E. —E. The Revsund granite, though post-isoclinally superposed, is older than this last deformation. It shows belteropore replacements of the limestone and is accompanied by metasomatic evolution of granite-bodies in the limestone. From the determination of the relations between deformation and crystallization in thin sections and their comparison with the tectonical data it is evident, that the limestone-leptite-amphibolite series got its appearance through para-postkinematic crystallization, *i. e.* its origin is paracrystalline. A sedimentary origin of the series is discussed. The silicate impurities, concentrated in the limestone, *e. g.* the skarn-bands, are explained as partly a result of internal metamorphic differentiation.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

1. Einleitung 261
2. Geologische Übersicht 262
3. Tektonische Analyse 264
4. Korngefüge und tektonische Zusammenfassung 266
5. Petrographie 274
   a) Revsundgranit 274
   b) Gangaplite 275
   c) Leptite 277
   d) Amphibolite 280
   e) Kalkstein und silikatische Verunreinigungen, Skarnbänder 282
6. Die Verdrängung des Kalksteins durch Granit 285
7. Zur Frage der stofflichen Herkunft des Kalk-Leptit-Amphibolit-Verbandes 294

1. Einleitung

Besonders das scheinbar unregelmässige Auftreten granitischer Körper und Gänge am und im Kalk der Brüche bei Burträsk waren der Grund für einen industriellen Auftrag, die Tektonik und damit auch die räumliche Lage der granitischen Körper und Gänge zu analysieren. Leider war durch die Art des Auftrages und die damit zeitlich, wie örtlich begrenzte Feldarbeit ein Kennenlernen der weiteren geologischen Umgebung unmöglich gemacht. Daraus ergab sich, dass die Untersuchungen in Feld und Labor ohne Ausblicke auf tektonisch-

petrographische Zusammenhänge mit den angrenzenden Gebieten (Skelleftefeld, usw.) gemacht werden mussten. Für diese Art des Auftrages und der Arbeit schien die tektonische Analysierung mit gefügekundlicher Methodik am ehesten Erfolg versprechend, denn nur mit ihr kann ein aus den Zusammenhängen herausgerissenes Gebiet sicher und objektiv tektonisch definiert werden. Die Arbeit ist mineralogisch nicht als Monographie zu betrachten. So wurde z. B. auf den Halden Grossular und Wollastonit gefunden, ohne dass ihr Auftreten im Anstehenden fixiert werden konnte. Die Beschreibung solcher Minerale wäre aus dem Rahmen der Fragestellung gefallen und lag nicht im Sinne der Arbeit.

Für die Vermittlung der Arbeit, die mir Gelegenheit gab, für meine Person erstmals gefügekundliche Methoden im fennoskandischen Grundgebirge anzuwenden, sowie für die dargebotene Einsichtnahme in Aufzeichnungen früherer Untersuchungen im gleichen Gebiet, sage ich meinem Freund fil. lic. N. Marklund herzlichen Dank. Für die Erlaubnis zur Publikation dieser Arbeit bin ich der Leitung der AB. Strå Kalkbruk in Stockholm, Herrn Direktor J. Gendt und Herrn Abteilungsleiter Ing. S. Walinder, zu Dank verpflichtet. Herrn Verwalter G. Norberg bin ich für seine freundliche Fürsorge und viele Hilfen während meiner Aufenthalte in Innansjön sehr verbunden.

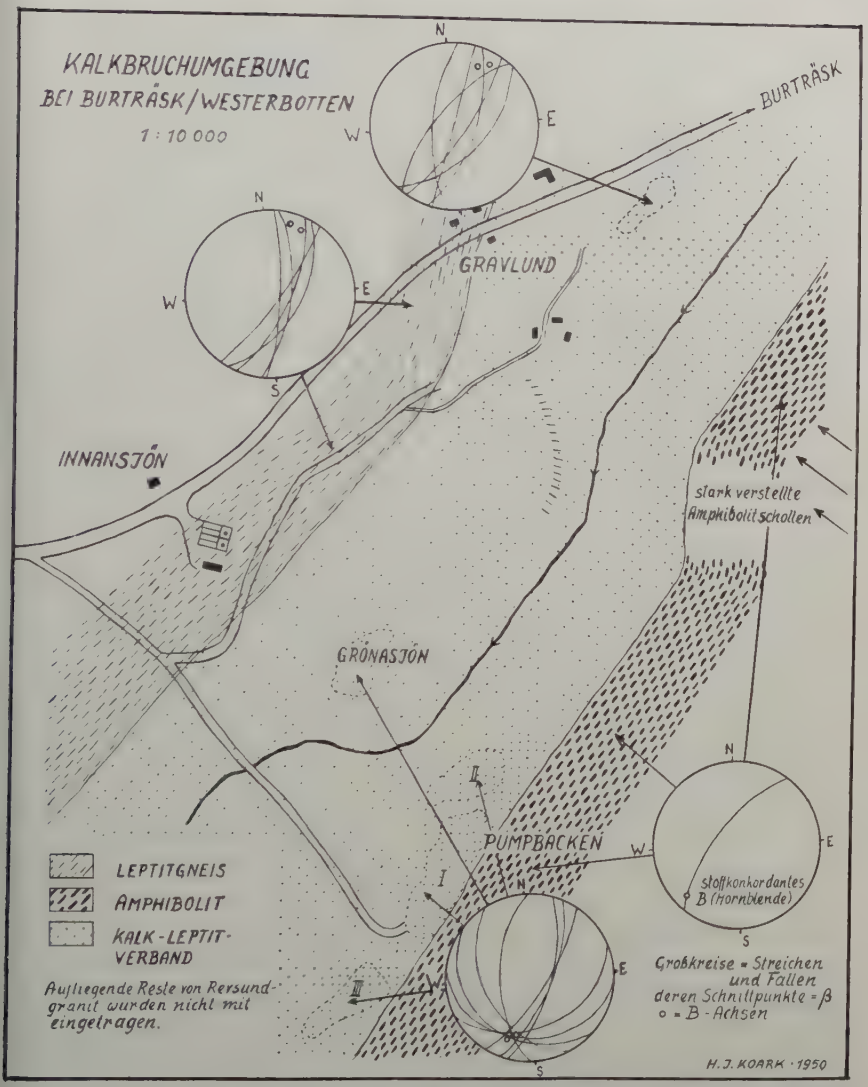
Meinem Chef, Herrn Professor E. Ljungner, Lund, gebührt besonderer Dank für die verständnisvolle Freigabe zur Feldarbeit und die Erlaubnis, die Laborarbeiten neben meinen eigentlichen Aufgaben ausführen zu dürfen.

Die Laborarbeiten wurden in den Wintermonaten 1950/51 im und mit den Mitteln des Mineralogisch-geologischen Institutes der Universität Uppsala ausgeführt. Für die erwiesene Gastfreundschaft und rege Anteilnahme an meiner Arbeit danke ich Herrn Professor E. Norin bestens. Herrn Professor H. G. Backlund schulde ich Dank für zahlreiche anregende Diskussionen. Zuletzt bedanke ich mich bei meinem Freund Laborator B. Collini für seine nimmermüde Anteilnahme und viele Hilfen während der Arbeit.

2. Geologische Übersicht

Die eingehende Beschreibung der Gesteine und das aus ihren Dünnschliffen ablesbare Verhältnis von Kristallisation und Tektonik werden an späterer Stelle gegeben.

Der N 30 bis 40° O streichende Kalk-Leptit-Amphibolit-Verband ist isoklinal gefaltet. Es wechsellagern mit scharfen Grenzen Kalk, Leptit und Amphibolitbänder. Später besprochene Beobachtungen zeigen dass sowohl vorisoklinal, als auch nachisoklinal für alle drei Gesteins



Av Kartverkskommissionen godkänd för spridning den 19 april 1951.

Fig. 1. Geologische Karte über die Kalkbrüche bei Burträsk, Västerbotten, und deren Umgebung.

typen Konkordanz bestand. Ein gewisses Mass höherer Teilbeweglichkeit // dem tektonischen b bestand für Kalk. Dies ist angezeigt durch die oblong linsenförmige Form der Kalkkörper. Die Gesteine dieses Verbandes waren lediglich in den Kalkbrüchen aufgeschlossen, wobei dem Bruch Gravlund im Norden und dem Bruch Pumpbacken III im

Süden die grösste Aufmerksamkeit gewidmet werden konnte. Sie waren in Betrieb und nicht wie die anderen, in der Kartenskizze durch kräftigere Markierung angezeigten, aufgeschlossenen Brüche mit Wasser gefüllt (Grönasjön, Pumpbacken I und II). In den letzteren konnten die in die Tiefe gehenden tektonischen und stratigraphischen Daten nicht verfolgt werden und selbst im sichtbar aufgeschlossenen Bereich war durch den in meisten Fällen aufliegenden massigen Revsundgranit eine Untersuchung des tektonischen Gefüges unmöglich gemacht. Die nordwestliche Begrenzung dieses Verbandes bildet ein Leptitgneis, wobei die Bezeichnung »Leptit» keine genetische Bedeutung haben soll, sondern nur das schon im Handstückbereich wechsellagernd in bezug auf Korngrösse und Mobilisation planparallelstruierte Gestein granitischer Zusammensetzung kennzeichnen soll. Es ist besonders an der Strasse von Innansjön über Gravlund nach Burträsk aufgeschlossen. Im untersuchten Bereich liessen sich keine genetischen Zusammenhänge in bezug auf tektonischem Gefüge und Korngefüge mit den anscheinend höher kristallinen Leptiten (Vitflinta-Leptit) in Gravlund oder jenem hälleflintartigen Typus in Pumpbacken III des isoklinalen Verbandes wahrnehmen. Der Leptitgneis war zusätzlich noch charakterisiert durch hohe Teilbeweglichkeit in s (Gleitbrettfaltungen) und Teilbeweglichkeit // B (Boudinage). Die südöstliche Grenze bildet schon morphologisch gut erkennbar ein bewaldeter Höhenrücken, der bis auf eine später besprochene Abweichung, ebenfalls N 30—40° O streicht und hauptsächlich aus Amphibolit besteht. Aufschlüsse waren entlang des Rükkens zahlreich zu finden. Allen besprochenen Gesteinen liegt mehr oder weniger Revsundgranit auf. Dieses Aufliegen hat deckenartigen Charakter, wobei aber bemerkt werden muss, dass im untersuchten Gebiet keine Anzeichen tektonischer Deckenüberschiebung durch nichtplastisches Gesteinsmaterial zu sehen (z. B. Mylonite), oder deren metamorphe Nachkommen zu erkennen waren. Ebenso sind keine Hinweise intrusiver Platznahme gegeben. Neben deutlichen Bildern von Zusammenpressen des Kalk-Leptit-Amphibolit-Verbandes durch den aufliegenden Granit (Bruch Gravlund, Fig. 3 und 4), waren Musterbeispiele von belteroporem (nach der Wegsamkeit) Eindringen des granitischen Stoffes in die Schichtfugen, aber auch die seltenere frontale Verdrängung des Kalkes durch Abschneiden des Kalk-s durch den vordringenden Granit (Seite 285 und Fig. 6) gegeben.

3. Tektonische Analyse

Die Untersuchung des grosstektonischen Gefüges, als auch die später zu besprechenden Korngefügeanalysen wurden nach den von B. Sander eingeführten und letztmalig ausführlich 1948 und 1950 be-

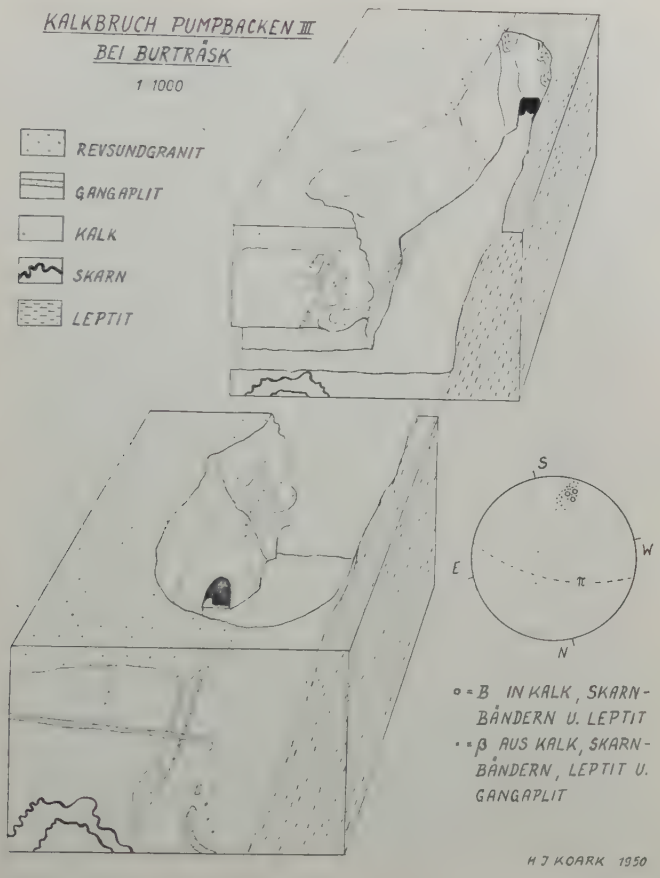


Fig. 2. Blockdiagramm des Kalkbruches Pumpbacken III, Burträsk, Västerbotten.

schriebenen Methoden gehandhabt. Ihre gebräuchlichsten Definitionen und die symmetrologische Betrachtungsweise werden als vom Leser gekannt vorausgesetzt. Die Eintragung tektonischer Gefügedaten [B-Achsen, s-Flächen, (ac)- und (hOl)-Klüfte] erfolgte in die untere Halbkugel des flächentreuen Netzes. Die in den Diagrammen der Karte dargestellten s-Flächen sind nur ein Bruchteil der wirklich gemessenen. Der Übersichtlichkeit wegen wurden nur die typischen und sich mit wenigen Grad Abweichung wiederholenden Flächen als Eine markiert und eingetragen. Dasselbe gilt für die B-Achsen, auch hier handelt es sich um die Schwerpunkt-Kennzeichnung der B-Maxima. Die Diagramme in der Karte gelten für die durch Pfeile angezeigten Bereiche.

Im untersuchten Bereich wurden wie oben erwähnt alle im Hand-

stück- bis Profilbereich erkennbaren Gefügedaten eingemessen und auf der Lagenkugel in Übersicht gebracht. Dabei wurde stofflich Verschiedenes bei Eintragung in die Oleaten entsprechend gekennzeichnet, um so die stofflichen Teilgefüge bei zusammenfassender Diskussion der Ergebnisse konfrontieren zu können.

Die vergleichende Betrachtung der so erhaltenen Teiloleaten über den gesamten untersuchten Bereich führte zu dem Ergebnis, dass sich zwei tektonische Homogenbereiche abtrennen lassen.

Der eine Homogenbereich (I) gilt für die Messungen in den Brüchen Pumpbacken I, II, III und Grönasjön. Teiloleaten und Sammeloleate (siehe Karte) lassen erkennen, dass Flächenstellung und Achsenprägung (N 25 bis 30° O, → 12 bis 18° SSW) in demselben symmetriekonstanten Formungsakt erfolgten, denn B-Achsenmaximum und β-Maximum fallen in der Lagenkugel zusammen [β ist die Häufung der Schnittlinien aller s-Flächen eines Bereiches und ist ein Mass für die in diesem Bereich herrschende Tautozonalität der s-Flächen (Sander 1940)]. Dies gilt für alle stofflichen Teilgefüge des Bereiches I, die entweder unmittelbar (= Kalk, Leptit, Skarnbänder, Amphibolit) oder mittelbar [durch Platznahme im nachisoklinalen s des Kalkes = Granit, auf (hOl)-Fugen des tektonischen Gefüges = Gangaplit] dem rotationssymmetrischen Baustil zuzuordnen sind. Die in (hOl)-Fugen liegenden Gangaplite liegen bevorzugt annähernd (bc) des tektonischen Gefüges. Selbst eine nachaplitische Zerscherung im Kalk verwischte nicht die monokline Symmetrie des Bereiches (siehe Blockdiagramm).

Der andere abzutrennende Homogenbereich (II) betrifft den nördlichen Teil des Gebietes mit Messungen aus den Leptiten bei Gravlund an der Strasse Innansjön—Burträsk und Bruch Gravlund. Die annähernd gleich streichenden aber etwas mehr streuenden Achsen fallen hier nicht mehr gegen Süd, sondern mit 20° gegen NNO ein. B- und β-Maximum fallen hier nicht zusammen, das heisst, dass das der B-Häufung zuordenbare Achsengefüge und der β-Häufung zuordenbare Flächengefüge n i c h t im gleichen symmetriekonstanten Formungsakt syntektonisch entstanden sind. Daraus ist zu schliessen (neben anderen Beobachtungen, die später besprochen werden), dass dieser Bereich durch eine nachisoklinale symmetrievermindernde tektonische Phase überlagert wurde.

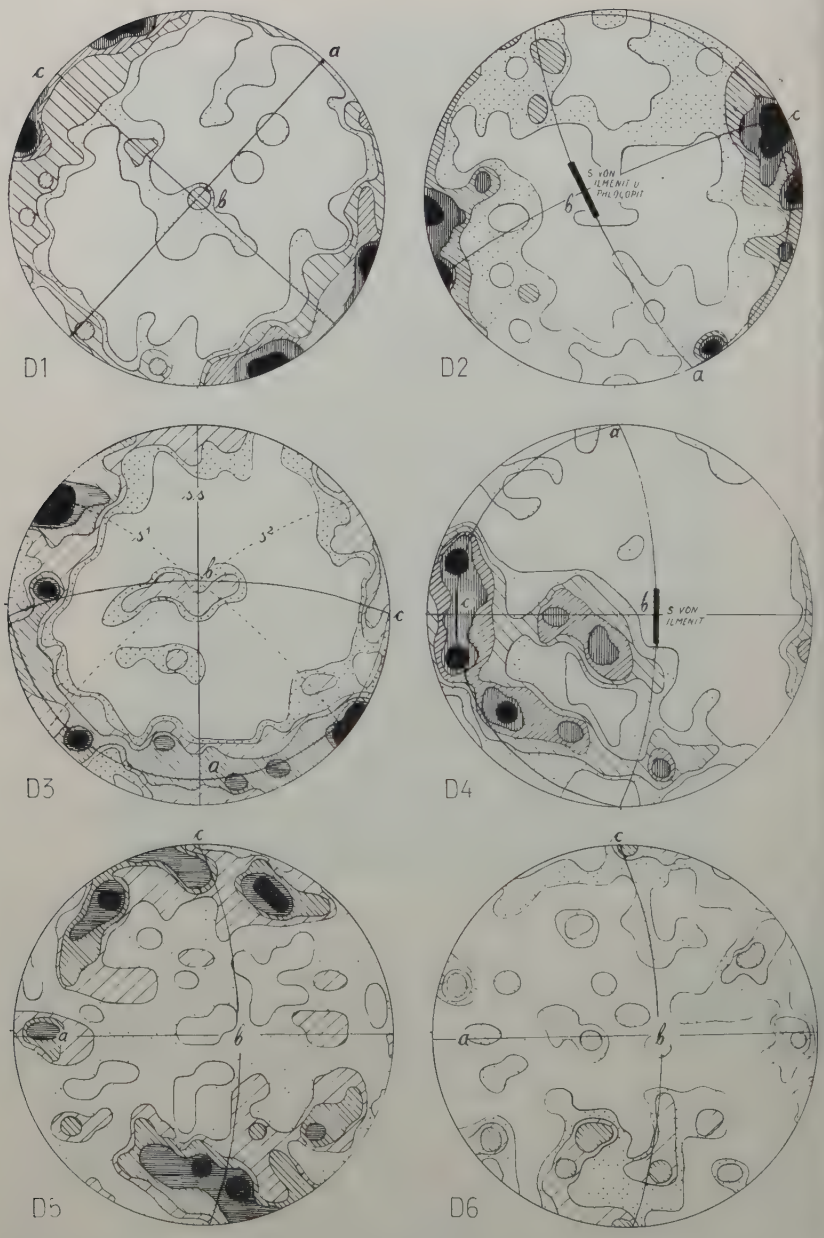
4. Korngefüge und tektonische Zusammenfassung

Zur Konfrontation des tektonischen mit dem Korngefüge wurden an Kalk-Dolomit-Proben aus Pumpbacken III (D1), nordöstl. Pumpbacken II (D2) und Grönasjön (D3) für Bereich I und Bruch Gravlund (D4) für Bereich II Korngefügeanalysen durch Messung von jeweils

Foto H. J. Koark

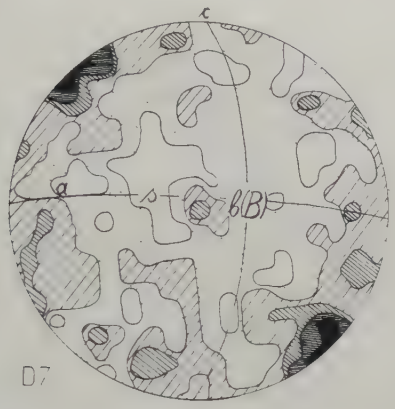
Fig. 3. Isoklinale Faltung von Kalk (hell), Vitflinta-Leptit (dunkle zusammenhängende Lage) und darüber im Kalk Amphibolitbandstücke mit scharf erhaltenen Abrissflächen. Hinweis für verschiedenes Festigkeitsverhalten bei gegebenen ptx-Bedingungen. Verstellung der Amphibolitbruchstücke durch mechanischen Stofftransport zum Faltenscheitel und Sperrausdehnung bei Biegefaltung im Kalk. Dunkle Fläche innerhalb der Leptit-Lage mit Biotit besetzte (ac)-Kluft. Links oben deckenartig aufliegend und den Kalk-Leptit-Amphibolit zusammendrückender Revsundgranit. Rechts: selektive Erosion in eine Synkline. Bruch Gravlund, SW-Wand.

150 Karbonat-c im U-Tisch und deren Eintragung in das Schmidt'sche Netz gemacht. Wegen des Beteiligtseins von Dolomit, aber auch dem häufigen Fehlen von Translation und Zwillingsschiebung in Calcit, konnte nur die optische Achse eingemessen werden. Die Proben wurden so entnommen, dass die Schliffebene annähernd in (ac) des freisichtig erkennbaren und auf Seite 266 gekennzeichneten tektonischen Gefüges zu liegen kam. Das Analysenmaterial besteht aus nachtektonisch rekristallisierten Kleinkörnern (nähere Gesteinsbeschreibung Seite 282).

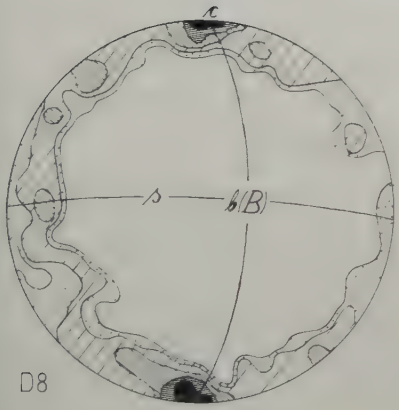


Gefügediagramme

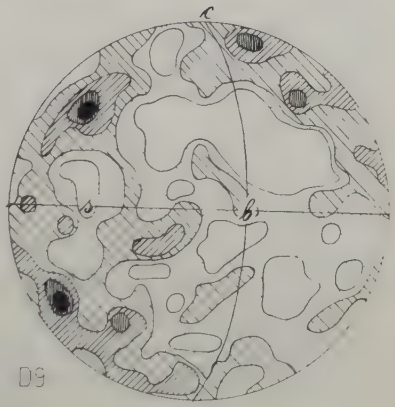
D1: Dolomit-Calcit-Marmor in Pumpbacken III, 150 Karbonat-c, 6—5—3—1,5—0,75—0 %.
D2: Marmor südwestlich von Pumpbacken II, 150 Calcit-c, 6—5—3—1—0 %.
D3: Marmor nordwestlich von Grönasjön, 150 Calcit-c, 6—5—3—1,5—0,75—0 %.
D4: Marmor nordöstlich von Gravlund, 150 Calcit-c, 5—4—3—2—0,75—0 %.
D5: Aplitgang, Pumpbacken III, 300 Quarz-c, 3—2—1,5—1—0,3—0 %.
D6: Aplitgang, Pumpbacken III, 82 Biotite ⊥ (001), 3—2—1—0 %.



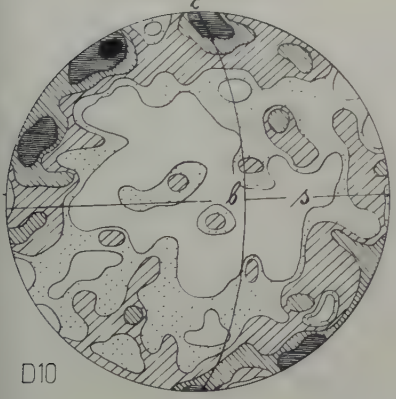
D7



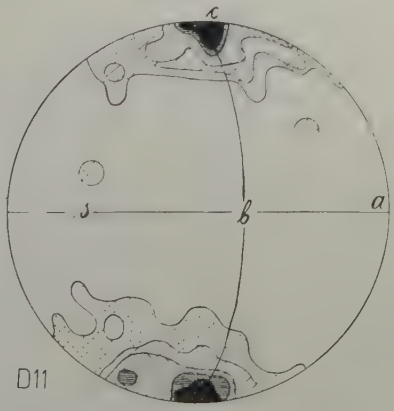
D8



D9



D10



D11

Gefügediagramme

D7: Vitflinta-Leptit, Gravlund, 250 Quarz-c, 5–4–2–1–0,5–0 %.
D8: Vitflinta-Leptit, Gravlund, 100 Biotite ⊥ (001), 9–7–5–3–1–0 %.
D9: Leptitgneis (grobkörniger Bereich), 200 Quarz-c, 4–3–2–1–0,5–0 %.
D10: Leptitgneis (feinkörniger Bereich), 200 Quarz-c, 4–3–2–1–0,5–0 %.
D11: Leptitgneis, 100 Biotite ⊥ (001), 10–8–5–3–1–0 %.

Das auch freisichtig im Handstück bis Profilbereich erkennbare s ist im Korngefüge durch gute Regelung von Phlogopit und tafeligem Ilmenit mit der Basis (001) bzw. (0001) in s erkennbar (D2, D4). Alle Diagramme aus Bereich I (D1, D2, D3) zeigen einen mehr oder weniger gut ausgeprägten bilateralsymmetrischen Gürtel in (ac), wobei der B-Tektonit-Charakter im Diagramm bei Probeentnahme nahe der Faltenbiegung (D3) zwangsläufig mehr betont ist, als bei Proben aus den Faltenschenkeln. Dies ist auch aus den Winkeln der Maxima um c zu c ersichtlich. So zeigt z. B. D2 S-Tektonit-Züge. Seine eng liegenden Achsenmaxima um c sind Hinweis auf Pressung $\perp$ c, bei der durch Translationen und Zwillingsschiebungen in e (0112) die c-Achse geometrisch mitbedingt eingeregelt wurde. In D1 und D3 ist die umfassende Beanspruchung $\perp$ B durch die von c weggewanderten Maxima zu erkennen. Sie sind hier Hinweise auf ungleichwertige (hOl)-Scherflächen (s^1, s^2, z. B. D3). Die monokline Symmetrie der Diagramme wird beeinträchtigt durch Achsenbesetzungen in und um b. Wenn auch nicht kräftig, so zeigen sie doch deutliche Längung des besetzten Feldes in (bc) des Diagramms. Diese Achsenhäufung ist in Verbindung mit Bewegungen // B zu bringen, die bevorzugte Umgleitung der e aus (ab) der [b]-Zone in die [a]-Zone mit schwach hervortretendem (ac) zur Folge hatten. Es handelt sich somit bei den im Bereich I vorkommenden Kalkstein um B $\perp$ B'-Tektonite im Sinne SANDER's. Sie lassen sich in Zusammenhang mit den schon am tektonischen Gefüge // B erkennbaren Teilbewegungen bringen (Linsenform der Kalkkörper!).

Aus den nachisoklinalen, im Bereich I in (hOl) liegenden Gangapliten wurde aus Pumpbacken III korngefügeanalytisch eine Probe auf Quarz- und Glimmerteilgefüge untersucht. Das Diagramm der 300 Quarz-c (D5) zeigt schwache Regelung mit Gürtel in (ac) des tektonischen und Korngefüges. Die Verteilung der Maxima um c, der Maxima II und des Maximum I (a) typisiert das Gestein als B-Tektonit. Das gut hervortretende Maximum I (a) ist Hinweis, dass bei Platznahme der Gangaplitsubstanz in den sich öffnenden (hOl)-Fugen Teilbewegung in (hOl) mit Gleitgerader // a herrschte (Scherklüfte!). Das Biotitdiagramm [wegen sehr geringen Biotitgehalt konnten nur 82 Biotite $\perp$ (001) eingemessen werden] enthält nur einen schwach angedeuteten unscharfen Gürtel $\perp$ b. Es ergibt sich daraus homotakte Regelung von Biotit- und Quarzteilgefüge.

Die Typisierung der Korngefüge für Bereich II wurde an einer Kalkprobe aus Bruch Gravlund (D4) und an Quarz- und Glimmerteilgefügen des Vitflinta-Leptites (D7, D8) in Bruch Gravlund und des Leptitgneises (D9, D10, D11) an der Strasse bei Gravlund gemacht. D4 (150 Calcit-c) lässt neben den in s geregelten Ilmenittafeln [(0001) = //s

einen deutlichen Gürtel (g_1) in (ac) erkennen, der Ähnlichkeit mit den aus D1, D2, D3 beschriebenen hat. Eine asymmetrische, also schiefe Überprägung von g_1 in einem späteren Akt ist durch das zwischen c und b gelegene stärker besetzte Feld angezeigt. Der Winkel von den Maxima um c in g_1 zum durch trikline Überprägung entstandenen Schwerpunkt zwischen c und b beträgt 50 bis 60°, was einer Umorientierung von e aus g_1 nahe c um diesen Betrag in das neubesetzte Feld entspricht. Diese Feststellung lässt sich auch mit den später besprochenen geologischen Beobachtungen über nachisoklinale schiefe Überprägung des Bereiches II in Einklang bringen.

Aus D7 und D8 (Quarz- und Glimmerteilgefüge in Vitflinta-Leptit, Bruch Gravlund) ist ersichtlich, dass die B-achsiale Formung für Quarz und Biotit homotakt war. Das in D7 für Quarz nahe b liegende Maximum kann wohl auch hier, wie bei D1, D2, D3 für Karbonat, entstanden durch Teilbewegung ⊥ B aufgefasst werden. Somit weist das Glimmerdiagramm auf B-Tektonit, das Quarzdiagramm hingegen auf B ⊥ B'-Tektonit. Das zeigt, dass der nach Korngestalt geregelte Biotit auf die Bewegungen // B nicht reagierte und nur der Quarz durch seine Regelung nach dem Kornfeinbau angesprochen wurde. Die im triklinen Calcitgefüge schief auf B erkennbare Überprägung ist für Quarz und Biotit im Vitflinta-Leptit nicht gegeben. Das bedeutet, dass die nachisoklinale Überprägung zu schwach an Intensität war oder nicht entsprechende ptx-Bedingungen vorfand, das Korngefüge des isoklinal geprägten B ⊥ B'-Tektonites zu zeichnen. Die Bedingungen waren so, dass nur das leichter als Quarz intragranular zu regelnde Calcitgefüge darauf reagierte.

Aus dem Leptitgneis an der Strasse Innansjön—Burträsk bei Gravlund wurden Quarz und Glimmerteilgefüge gemessen. Für Quarz wurde so verfahren, dass im Dünnschliffbereich wechsellagernd gröber- und feinerkörnige Lagen von Quarz-Feldspat-Glimmer mit auch stofflicher Inhomogenität (gröberkörnige Lagen sind quarzreicher) getrennte Diagramme für Quarz bekamen. Sowohl gröberkörniger Bereich (D9), als auch feinkörniger Bereich (D10) haben gut ausgeprägten Gürtel ⊥ b mit Maxima um c und Maxima II; ausgeprägtes Maximum bei a (I) fehlt beiden Diagrammen. Teilbeweglichkeit // B zeichnet sich in D9 des gröberen Bereiches durch Achsenbesetzungen um b stärker ab, als in D10 des feinkörnigen Bereiches. Dieser Unterschied der B'-Besetzung ist wohl nicht auf die Verschiedenheit der Korngrösse, sondern im höheren Quarzgehalt des gröberkörnigen Bereichs und dem damit verbundenen Zurücktreten von Regelung ableitenden Feldspat und Glimmer zu suchen. Die getrennte Untersuchung in D9 und D10 sollte ausserdem Antwort auf die Frage geben, ob die gröberkörnigen Lagen im

Leptitgneis als höher mobilisiert, vielleicht unter anderen, von den feinkörnigen Lagen abzutrennenden tektonischen Bedingungen, entstanden sind. Diese Frage wurde von den Diagrammen verneint. Den B ⊥ B'-Tektonitgefüge von Quarz steht hier ein gut geregeltes S-Tektonitgefüge für Biotit (D11) gegenüber, was ein Hinweis auf heterotakte Regelung der Teilgefüge ist. Betont soll werden, dass sowohl stofflich, als auch im Gefüge Gegensätze zwischen Vitflinta-Leptit (stofflich homogen, B ⊥ B'-Tektonit, bis auf B' homotakte Teilgefüge) und Leptitgneis (stofflich inhomogen, B ⊥ B'-Tektonit mit heterotakten Teilgefügen) bestehen.

Auch im Feld fanden sich keine Anhaltspunkte, den Leptitgneis den isoklinalen Kalk-Leptit-Amphibolit-Verband zuzuordnen. Alle Beobachtungen hingegen sprechen dafür, dass das heute als Leptitgneis vorliegende Gestein Widerlager für die von SO gegen NW erfolgte isoklinale Faltung (überkippte Falten nach NW) war.

Die Grenze zwischen Bereich I und II wurde anfangs nur morphologisch gezogen. Unter dem Gesichtspunkt betrachtet, dass die Morphologie vor allem eine Funktion von Tektonik (einschliesslich Korngefüge) und Festigkeitsverhalten der Gesteine ist, wurde der plötzlichen etw. 200 m langen Tal- und Bachverlegung um ca. 20° gegen S (siehe Karte) Aufmerksamkeit geschenkt. Auch der an dieser Stelle von NW ins Tal tretende Hügel schien beachtenswert. Erst dann wurden am bewaldeten Amphibolitrücken südöstlich der Talung neben seiner dem Bachverlauf folgenden morphologischen Abbiegung, hier verstellte und aus dem Zusammenhang herausgerissene Amphibolitschollen gefunden (siehe Karte). Letzteres wurde neben ersteren als Beweis für die hier liegende Grenze zwischen Homogenbereich I und II angesehen, aber auch, dass die isoklinale Faltung ihre verschiedene Gefügeprägung nicht durch Aufschub auf inhomogene Unterlage erhalten hat. Denn dann wäre wohl ein Eindringen des überall aufliegenden Revsundgranit, auch zwischen die verstellten Amphibolitschollen und ihre Verkittung mit allen sich daraus ergebenden Folgerungen (Reaktionsbildungen, Assimilation usw.) zu fordern. Dies ist nicht der Fall, die aufliegenden Granitteile wurden mit den Amphibolitschollen verstellt. Kontaktfazies wurde zwischen Granit und Amphibolit nicht beobachtet!

Alle Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse sagen zusammengefasst aus, dass die im tektonischen Gefüge und Korngefüge zu kontrollierenden mechanischen Beanspruchungen nachisoklinaler und nachrevsundgranitischer, aber vorgangaplitischer Art waren. Der aus SO—kommende Schub erfasste nur den nordöstlichen Bereich (II) und verstellte das isoklinale Flächen- und Achsengefüge. Hierbei entstanden eine Reihe dem isoklinalen Bauplan symmetrisch nicht zuordenbarer Klüfte

Foto H. J. Koark

Fig. 4. Deckenartig aufliegender massiger Revsundgranit drückt Kalk-Leptit-Amphibolit-Verband zusammen. Keine Reaktionsbildungen an Grenze Granit-Kalk. In Kontaktnähe scharf ausgeprägte s-Flächen im Kalk sind Hinweis auf Teilbewegung. Dunkler Fleck im unteren Teil ist Russanflug von Sprengung. Bruch Gravlund.

(z. B. der N 8° O streichende und 83° gegen O einfallende Gangaplit in Bruch Gravlund), die mit Aplit gefüllt sind. Hingegen für Bereich I scheint diese Beanspruchung nur mittelbar durch Anlegung eines Fugengefüges um (hOl) (symmetriegerecht zum monoklinen Bau) und dessen Füllung mit Aplit gewirkt zu haben. Das verschiedene Verhalten der Aplitfüllungen, die nur im Kalk und ihm nahen Granit, jedoch nicht zwischen den Amphibolitschollen zu beobachten waren, kann damit zusammenhängen, dass Kalk als Flussmittel in Granitnähe nur regional Mobilisation des granitischen Stoffes ermöglichte. Grenzfläche Granit-Kalk ist im Bereich I mit Reaktionsbildungen mehr statischer Art (Fig. 4), im Bereich II hingegen finden sich keine Reaktionsbildungen,

sondern mehr oder weniger Spuren von Teilbewegung im Kalk an der Grenze zum aufliegenden Granit. Hieraus ist zu schliessen, dass für Bereich II eine tektonische Verwischung der ursprünglichen Kontaktverhältnisse von Kalk und Granit stattgefunden hat.

5. Petrographie

a) Revsundgranit

Der richtungslos feinkörnig bis mittelkörnige Granit ist von weiss – rötlicher Färbung und relativ arm an dunklen Gemengteilen. Die Übergänge zwischen feiner- und gröberkörnigen Partien sind unscharf. In gröberer Ausbildung des Gesteins fällt besonders der einsprenglingsartig auftretende rötliche Mikroklin auf.

Mikroskopisch zeigt sich, dass in bezug auf die räumliche Verteilung der Teilgefüge Inhomogenität herrscht. Quarz (immer mehr oder weniger undulös, oft bis zur Kataklase) tritt in Inseln verzahnter Körner auf. Mit dem Gipsblättchen überlagert erkennt man, dass diese Quarzinseln deutliche Regelungserscheinungen haben. Wegen der zu grossen Korndurchmesser und damit wenigen Körner im Schliff war eine Korngefügeanalyse unmöglich. Quarz ist einschlussfrei und bei Berücksichtigung der Reaktionsgefüge mit anderen Gefügegenossen mit als früheste noch erkennbare Bildung anzusehen. Hierzu gehört nicht der Myrmekitquarz.

Der Granit ist arm an Plagioklas ($An_{20-24\,\%}$; schmale Zwillingslamellen nach dem Albit-, seltener Periklingesetz). Sein Auftreten ist nur noch reliktisch. Ohne Zonarbau, Pseudomorphosen von Sericit und Zoisit. Die Verdrängung des Oligoklas durch Kalifeldspat geschieht randlich, diffus im Innern der Körner und durch Antiperthitbildung. Rupturen zerbrochener Plagioklase sind mit Mikroklin verheilt. Manche Oligoklase zeigen randliche Anwachsränder, die etwas saurer ($An_{20\,\%}$) als das Mutterkorn sind. Myrmekitquarz im Plagioklas ist annähernd mit der Kalifeldspatisierung zeitlich zu parallelisieren. Plagioklas zeigt ausser oben genannten Umwandlungsmikrolithen und Kalifeldspatisierung kein »ri» (Relikte als Interngefüge). Die Plagioklaskristallisation lässt sich nicht zeitlich von der des Quarzes trennen.

Typischer Kristalloblast mit Beispielen von Korrodierung, Antiperthitbildung und diffuser Einwanderung der Kalifeldspatsubstanz in den Plagioklas ist der Mikroklin. Aber auch Quarz und Biotit wird von ihm abgebaut. Das für Kristalloblasten typische ri enthält bei ihm Quarz, Plagioklas, Biotit, Apatit und Epidot. Mikroklin ist teilweise stark perthitisch entmischt.

Wenig Biotit, teilweise chloritisiert. Sowohl Biotit als auch die

akzessorische grüne Hornblende ($c : \gamma = +18°$) lassen ohne Gefügeanalyse keine bevorzugte Orientierung erkennen. Körniger Titanit hat sich in Nähe von Hornblende und Biotit (Chlorit) neu gebildet. Selten Epidot in kleinsten runden Körnern und oxydisches Erz (Magnetit).

Die planimetrische Analyse ergab:

Quarz	38,1	Vol.%
Mikroklinperthit	44,4	»
Plagioklas (An_{20-24} %)	14,8	»
Biotit	2,4	»
Akzessorien (Hornblende, Titanit, Epidot, Erz)	0,3	»
	100,0	Vol.%

Der Verfasser ist sich bewusst, dass mit einer planimetrischen Analyse, noch dazu bei gröberkörnigen Gefügen, keine eindeutige Definition der quantitativen Zusammensetzung eines Gesteins gegeben werden kann. Dies gilt ja auch für Belange der quantitativen chemischen Analyse, die eben auch nur den Bereich der Probeentnahme kennzeichnet und nicht den Gesamtkomplex gleicher qualitativer Zusammensetzung in bezug auf Quantität. Es scheint darum Vorsicht geboten bei vergleichenden quantitativen chemischen Untersuchungen sich ähnelnder Gesteinstypen, wenn diese nicht im Gesamtbereich auf ihre Homogenität untersucht sind und das Mass ihrer stofflichen als auch Gefügeinhomogenität durch eine ihnen entsprechende Anzahl Analysen belegt wird.

Trotzdem lässt sich für obiges Gestein als gesichert annehmen, dass es ein Kaligranit ist. Er steht chemisch und auch mineralogisch im Gegensatz zu benachbarten Leptiten und Leptitgneisen. Sie sind ausgesprochen natronbetont und es konnten im untersuchten Bereich keine Übergänge zwischen Granit und Leptit beobachtet werden.

b) Gangaplite

Das feinkörnige helle Gestein steht genetisch im engen Zusammenhang mit dem Granit, was ja auch bei Besprechung der Tektonik betont wird.

Mikroskopisch ähnelt es bis auf den Korngrössenunterschied in vieler Hinsicht dem Granit. Auch hier ist die Inhomogenität der Kornverteilung in den Teilgefügen bemerkenswert. Quarz tritt in Nestern wenig verzahnter Körner auf. Er ist meist undulös aber nicht zerbrochen. Im (bc)-Schliff (//B) etwas gelängt.

Der Plagioklas ist ein Albit ($An_{15\,\%}$) mit Zwillingen nach dem Albit-, seltener Periklingesetz. Öfters auch ohne Zwillingsbildung. Obwohl auch hier teilweise in Sericit und Calcit umgewandelt, macht er doch allgemein einen frischeren Eindruck als der Plagioklas im Granit. Er ist

auch mengenmässig zahlreicher. Rupturen zerbrochener Plagioklase sind mit Kalifeldspat verheilt und auch hier sind wie im Granit alle Verdrängungserscheinungen von Kalifeldspat an Plagioklas zu beobachten. Gleichlaufend wieder typische Myrmekitquarzbildung im Plagioklas.

Der Kalifeldspat ist ein Mikroklin, der hier im gleichkörnigen Gefüge noch kein einsprenglingsartiges Auftreten hat, aber doch auch die typischen schon für den Granit beschriebenen Kristalloblasten-Eigenschaften besitzt. Besonders gut erkennbar ist hier neben der Verdrängung von Plagioklas jene von Quarz zu sehen. Das vorliegende Gefüge befand sich in einem Entwicklungsstadium, wo es die granophyrische Ausbildung zeigt und das ri noch nicht so gut erkennbar, wie beim fortgeschrittenen Kristalloblasten-Wachstum ist. Mikroklin zeigt selten intragranulare Umwandlung in Sericit. Perthitbildung hier bedeutend schwächer als im Mikroklin des Granites.

Biotit ist selten. Auffallend ist seine sehr dunkelbraune, beinahe schwarze Färbung. Nur unscharf geregelt (D6). Keine Chloritisierung. Als Akzessorien sind Zoisit, Apatit und oxydisches Erz selten.

Zur planimetrischen Analyse wurden zwei Schliffe des parallelstruirten Gesteines gemessen. Im (ac)-Schliff einmal // a und einmal // c, sowie im (bc)-Schliff // der b-Gefügeachse.

	(ac)-Schliff // a		*// c*		*(bc)-Schliff // b*		*Mittel*	
Quarz	31,2	Vol.%	29,2	Vol.%	32,3	Vol.%	30,9	Vol.%
Mikroklinperthit	36,9	»	36,4	»	38,1	»	37,1	»
Plagioklas (An_{15} %)	30,0	»	32,7	»	27,4	»	30,0	»
Biotit	1,6	»	1,5	»	1,8	»	1,6	»
Akzessorien (Hornblende, Zoisit, Apatit, oxyd. Erz)	0,3	»	0,4	»	0,4	»	0,4	»
	100,0	Vol.%	100,2	Vol.%	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%

Die quantitative Zusammensetzung des Gangaplites unterscheidet sich nicht wesentlich von der des Granites. Kalifeldspat ist auch hier der vorherrschende Gemengteil. Plagioklas ist auffallend zahlreicher als im Granit. Sein häufigeres Auftreten ist wohl so zu deuten, dass der für seine Kristallisation notwendige Stoff u. a. aus dem im Granit durch Kalifeldspat abgebauten Plagioklas kommt. Ähnliches ist auch für den Quarz wahrscheinlich, wie überhaupt die korrelaten synanthetischen Gefüge von Granit und Gangaplit auf ähnliche Kristallisationsfolge beider Gesteinstypen schliessen lassen. Die Art des geologischen Auftretens mit der unzweideutigen Feststellung, dass der Gangaplit jünger als der Granit ist, d. h. die gleichzeitige Kluftbildung in Kalk und Granit und ihre Füllung mit Aplit geschah in einem Stadium, wo der Granit mit nahezu heutigem Gefügebild schon vorlag, lässt unter

Berücksichtigung von Korrelation der Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge den Schluss zu, dass die erste Platznahme des Aplites nicht durch metasomatische Verdrängungen, sondern durch Eindringen von Lösungen in freien Raum erfolgte. Hierbei scheinen zuerst SiO_2-reiche Lösungen eingedrungen sein. Ob die für die Plagioklas-Bildung notwendigen Bausteine von ihnen mitgeführt, oder aber in einer späteren Phase nachgeführt wurden, war aus dem Dünnschliffbild nicht zu entnehmen (vergleiche hiezu Gesagtes über Granitkörper-Bildung im Kalk). Als gesichert ist wohl anzunehmen, dass die Zuführung des Kalis und der anderen Mikroklinbausteine oder deren authigene Mobilisation in einer späteren Phase erfolgte. Bei späterer Zerscherung der Gangaplite (Fig. 2 und Seite 266) waren die ptx-Bedingungen so hoch, dass eine nachdeformative Rekristallisation möglich war.

c) Leptite

Geologisch, petrographisch und gefügekundlich lassen sich zwei Typen von Leptiten unterscheiden:

a) Ein graues, freisichtig annähernd dicht aussehendes, massiges Gestein mit ohne ins Auge fallenden Glimmeranteil. Es liegt als dünne Lagen im Kalk eingeschlossen und ist mit ihm homotakt gefaltet. Von den Arbeitern der Kalkbrüche wird es als Vitflinta bezeichnet.

Unter dem Mikroskop zeigt es homogene Verteilung der Teilgefüge. Der teilweise rupturell undulöse Quarz kommt in unverzahnten xenomorphen Körnern vor, die // dem mässig angedeuteten b des Gesteins gelängt sind, und ist gut geregelt (D7 und Seite 271).

Der xenomorphe Plagioklas mit 26 % An-Gehalt ist ein Oligoklas. Verzwillingt nach dem Albitgesetz sind die engen Lamellen teilweise mechanisch gebogen. Rupturen sind mit Mikroklin verheilt. Er scheint bedeutend stärker mechanisch beansprucht als z. B. der Quarz. Diese Deformation ist in bezug auf Mikroklin präkristallin. Umwandlungsmikrolithen von Sericit und Zoisit. Myrmekitquarzbildung ist hier selten. Der zwillingslamellierte Plagioklas ist im allgemeinen ungefüllt, hingegen sind die nichtlamellierten Plagioklase meist stärker umgewandelt. Sie machen den Eindruck, als ob sie einer älteren Generation angehören. Beweise hierfür, wie z. B. Olig.^{2} in Olig.^{1} als ri sind nicht gegeben, sodass diese Äusserung lediglich als Vermutung gewertet werden kann.

Mikroklin ist hauptsächlich Intergranularfüllung. Sein Auftreten ist ähnlich dem von Drescher beschriebenen und abgebildeten »granophagen» Eindringen. Er ist kein Relikt, sondern deutlich agressiv gegen Plagioklas, seltener Quarz. Dabei zeigen weder Mikroklin perthi-

tische, noch Plagioklas antiperthitische Bildungen. Im bereits körnig entwickelten Mikroklin wurde ri von Plagioklas und Quarz beobachtet.

Biotit ist relativ idiomorph. Manchmal umgewandelt in Chlorit und Titanit. Bemerkenswert ist der hohe Zirkon-Gehalt der Biotite. Hornblende (γ' = blassgrün, α' = farblos) ist deutlicher Kristalloblast mit ri von Quarz und Plagioklas. Als Akzessorien sind zu nennen: Apatit in zahlreichen idiomorphen Stengeln, mechanisch unversehrter Calcit als postdeformative Bildung. Weiters Zoisit und Epidot, der schon oben erwähnte Zirkon und als frische neugebildete Körner Titanit und Rutil. Als Erze Magnetit und Ilmenit, wobei in der Nähe von Ilmenit Neukristallisation von Titanit zu bemerken ist.

Planimetriert wurde der (ac)-Schliff nur // c, weil das linearstruierte Gestein kein freisichtiges s zeigte und auch dem Gefüge nach ein B-Tektonit ist (siehe D7, D8). Der (bc)-Schliff wurde // der b-Gefügeachse gemessen.

	(ac)-Schliff // c		*(bc)-Schliff // b*		*Mittel*	
Quarz	16,6	Vol.%	17,9	Vol.%	17,2	Vol.%
Mikroklin	9,6	»	8,2	»	8,9	»
Plagioklas (An_{26} %)	55,7	»	52,1	»	53,9	»
Biotit	9,1	»	11,3	»	10,2	»
Hornblende	6,3	»	8,4	»	7,4	»
Akzessorien (Titanit, Rutil, Zirkon, Calcit, Zoisit-Epidot, Magnetit, Ilmenit)	2,7	»	2,1	»	2,4	»
	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%

Aus obiger planimetrischer Analyse lässt sich ersehen, dass der Leptit durch seinen hohen Plagioklas-Gehalt ein Natronleptit ist und somit in seiner chemischen und mineralogischen quantitativen Zusammensetzung von oben besprochenem Granit und Gangapliten stark abweicht. Er ist relativ arm an freier SiO_2 und hat einen hohen Gehalt von akzessorischen »Schwereminералen». Auch hierin unterscheidet er sich grundsätzlich von den granitischen Gesteinen. Geologisch durch die Art seiner Lagerung im Kalk, als auch petrographisch sind keine verwandtschaftlichen Beziehungen zum Granit vorhanden, trotzdem beide Gesteine in unmittelbarer Nähe nebeneinander vorkommen. Die geringe Mikroklin-Metablastesis im Leptit ist wohl stofflich als auch zeitlich mit der Mikroklin-Kristalloblastese im Granit zu parallelisieren, ohne dass man eine Entscheidung treffen kann, ob es sich im Granit um Megablasten oder Endoblasten handelt. Naheliegend wäre der Gedanke, dass die Mikroklin-Kristalloblastese im Leptit durch Stoffzufuhr vom Granit her erfolgte, noch dazu wenn man an die bevorzugte Phlogopit-Kristallisation auf Hohlräumen im Kalkstein denkt. Trotzdem scheint mir der Umstand berücksichtigungswert, dass zweifellos im Leptit primär sedimentär vorhandenes Kalium bei entsprechender Mobilisation zur

Metablastesis führen konnte und somit die Mikroklinbildung authigen sein kann.

b) Der lichtere Leptit mit ausgeprägtem flächigem Parallelgefüge, durch Glimmerlagen angezeigt, bildet die nordwestliche Begrenzung der Kalklinsen und ist besonders an der Strasse zwischen Gravlund und Innansjön gut aufgeschlossen. Schon freisichtig erkennt man in ihm belteropore Granitisationserscheinungen // s. Sie treten oft nur zonenweise auf und wechseln mit Streifen geringerer Mobilisation. In letzteren gut erkennbare B-Achsenprägung mit Stauchfältelung und Boudinage-Erscheinungen. Zur Trennung vom vorher beschriebenen (Vitflinta-)Leptit soll dieses Gestein Leptitgneis genannt werden.

Mikroskopisch ist der Quarz teilweise rupturell undulös und in Lagen und Nestern angeordnet. Verzahnte Kornumrisse. Regelung wurde in fein- und gröberkörnigen Partien getrennt untersucht (Seite 271 und D9 und 10).

Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit An 25 %. Verzwillingt // (100) und selten mit Zwillingsachse b [010]. Umwandlungsmikrolithen Sericit und Zoisit. Die optische Unterscheidung von Olig.[1] und Olig.[2] wie im Vitflinta-Leptit ist hier nicht möglich. Bemerkenswert scheint mir das häufige Auftreten von Myrmekitbildungen im Plagioklas, ohne dass Kalifeldspat in ihrer Nähe sichtbar ist. Dies kann mit den Drescher'schen (1948) Beobachtungen und deren Deutung parallelisiert werden, dass nämlich der Myrmekitquarz »eine Art Vorläuferwirkung» vor der Kalifeldspatkristalloblastese darstellt. Korrodierung von Plagioklas durch Quarz in nichtmyrmekitischer Verwachsung, sondern durch Kanäle und Buchten getrennt orientierter zuordenbarer Quarzkörner, als auch Quarzmobilisation zwischen aneinandergrenzenden Plagioklasen lassen auf eine in bezug auf Plagioklas postkristalline Quarzmobilisation schliessen.

Granophag gebildeter Mikroklin verhält sich auch hier agressiv gegen Plagioklas. Diffuses Eindringen, randliche Korrodierung und Verheilung zerbrochener Plagioklase durch Mikroklin wurden beobachtet. Keine Perthitbildung, selten Antiperthit. Unverstelltes si von Plagioklas und Biotit.

Biotit ist zahlreich und gut geregelt (D11). Keine Umwandlung in Chlorit. Akzessorien sind Zoisit in runden teilweise grösseren Körnern, idiomorphe Apatitstengel, Zirkon im Biotit und oxyd. Erz. Da keine Umwandlung des Biotit in Chlorit, auch keine Titanit-Neubildung.

Die quantitative mineralogische Zusammensetzung, ermittelt durch planimetrische Analyse, ist:

	(*ac*)-*Schliff* ⊥ *s*		// *s*		(*bc*)-*Schliff* // *s*		*Mittel*	
Quarz	39,9	Vol.%	40,8	Vol.%	41,7	Vol.%	40,8	Vol.%
Plagioklas (An_{35} %)	39,1	»	38,2	»	37,6	»	38,3	»
Mikroklin	5,9	»	5,3	»	5,4	»	5,5	»
Biotit	13,7	»	14,2	»	14,0	»	14,0	»
Akzessorien (Epidot, Zoisit, Apatit, Zirkon, oxyd. Erz)	1,4	»	1,5	»	1,3	»	1,4	»
	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%	100,0	Vol.%

Dieser Leptitgneis unterscheidet sich in vieler Hinsicht vom vorherbesprochenen, im Handstückbereich homogenen Vitflinta-Leptit. Der Leptitgneis ist inhomogen in bezug auf Mineralbestand und Gefüge vom Dünnschliff- bis Profilbereich. Wechsellagernd sind Partien von hälleflintartigem Typus bis zum grobkörnigen Leptitgneis durch Übergänge miteinander verbunden. Auch hier ist es ein Natronleptit, dessen Quarzgehalt aber weitaus höher ist, als im Vitflinta-Leptit. Vielleicht ist dies auf belteropore SiO_2-Zufuhr // s zurückzuführen (siehe oben: Mobilisationserscheinungen von Quarz). Mikroklin ist auch hier nur sehr wenig vertreten, obwohl hier vorgezeichnete Wege für Stoffwanderungen gut ausgeprägt sind. Dies bestärkt mich in der Auffassung, dass die Kalifeldspatisation in beiden Leptittypen mehr ein authigener Mobilisationsprozess, als das Produkt allothigener Zufuhr ist. Deshalb scheint mir auch zweckmässiger, die Frage der SiO_2-Zufuhr offenzulassen, denn die Beobachtungen sprechen dafür, dass die vorliegenden Unterschiede in Gefüge und Mineralbestand und deren partielle Mobilisation ein Endprodukt vorweisen, dessen mineralogische Zusammensetzung nicht viel vom primären Ursprungsmaterial abweicht.

d) Amphibolite

Der im allgemeinen N 40 O streichende Höhenrücken südöstlich der Kalkbrüche ist zugleich die südöstliche Begrenzung des untersuchten Gebietes. Er besteht hauptsächlich aus Amphibolit, in dessen Hangenden oft Granit und im Liegenden an einer Stelle Granit gefunden werden konnte. Trotz weniger Aufschlüsse war zu erkennen, dass auch hier der Granit als höchste Einheit aufliegt.

Der Amphibolit ist ein feinkörniges, schwarzgrünes Gestein mit deutlich sichtbarem s und stoffkonkordanter B-Achse in bezug auf Hornblende. Mikroskopisch sind Hauptgemengteile Hornblende und Plagioklas. Die kräftig gefärbte Hornblende (γ' = flaschengrün, α' = blassgrün; $c : \gamma = +20°$) ist ohne jedes Interngefüge. Plagioklas ist ein xenomorpher Bytownit mit 71 bis 76 % Anorthit-Gehalt. Zwillingslamellierung oft nach dem Albit-, häufiger jedoch polysynthetisch nach dem Periklingesetz. Unselten Umwandlungsmikrolithen von Sericit und

Zoisit. Quarz wurde nicht beobachtet. Akzessorisch ist Pyrit mit Umwandlung in Hämatit, sehr selten Epidot und Apatit.

Planimetriert wurde ein (hkl)-Schliff (B-Tektonit!). Das Ergebnis war:

Grüne Hornblende	60,1	Vol.%
Plagioklas ($An_{71-76\,\%}$)	38,5	»
Pyrit und Hämatit	1,2	»
Epidot und Apatit	0,2	»
	100,0	Vol.%

Die im Kalk vorkommenden amphibolitischen Lagen sind von abweichender Beschaffenheit in bezug auf Gefüge und Mineralbestand. Was das Gefüge anbetrifft, so gilt diese Angabe nur mit Vorbehalt, da die Beurteilung nur mit Stereolupe am Handstück und im Dünnschliff ohne Analyse an Hornblende und Biotit erfolgte. Aus dieser Betrachtungsweise waren keine Schlüsse auf B-axiale Regelung von Hornblendestengeln und Biotittafeln zu ziehen, jedoch fällt schon am Handstück das sehr deutliche s auf, in dem Hornblenden // der Prismenflächen in allen möglichen Lagen liegen. Biotit liegt mit (001) // s.

Das untersuchte grünlichgraue, plattige Gestein ist feinkörnig und zeigt mikroskopisch folgende Zusammensetzung: Auch hier hat die prismatische Hornblende (γ' = blassgrün, α' = farblos; $c : \gamma = +18°$) kein Reliktgefüge. Im Gegensatz hierzu steht der Plagioklas, der durch seine in s gelängten Kornformen auffällt. Dieser unverzwillingte Oligoklas ($An_{28\,\%}$) hat si von Hornblende und Apatit. Entlang der Spaltbarkeit bevorzugte sericitische und zoisitische Umwandlung. Zahlreich ist Biotit (γ = rötlichbraun, α = hellgelb) in grossen Tafeln. Als Akzessorien: Pyrit oft ebenfalls in s gelängt, Apatit, Zoisit-Epidot. Deformationsspuren finden sich nur in geringem Masse durch leichte Biegung der Glimmer und Plagioklase. Im ganzen gesehen zeigt das Gefüge keine Spuren von Teilbewegung und sein planparalleles s scheint mir weniger Ergebnis tektonischer Fazies, als vielmehr von Abbildungskristallisation zu sein. In bezug auf die isoklinale Faltung wurde der Mineralbestand nachdeformativ regeneriert.

Die planimetrische Analyse wurde an einem Schliff $\perp$ s ausgeführt:

Hornblende	47,2	Vol.%
Plagioklas ($An_{28\,\%}$)	26,6	»
Biotit	24,4	»
Akzessorien (Pyrit, Apatit, Epidot-Zoisit)	1,8	»
	100,0	Vol.%

Jene Amphibolitbänder, die gleichfalls im Kalk liegen und nachisoklinal durch Granitinfiltrationen aufgeblättert wurden (Seite 289 und Fig. 9) veränderten je nach Mächtigkeit ihren Mineralbestand kontakt-

faziell (aus Hornblende wurde Diopsid, letzterer auch als Neukristallisation, Biotit blieb stabil).

e) Kalkstein und silikatische Verunreinigungen, Skarnbänder

Der hellgraue bis weissliche hochkristalline Kalkstein kommt sowohl in feinkörnigen, als auch grobkörnigen Partien vor. Vereinzelt treten bis zu 1,5 m mächtige Lagen von feinkörnigem Calcit-Dolomit-Marmor eingeschaltet auf, wie z. B. im nordöstlichen Teil von Pumpbacken III. Sie fallen durch ihre dunklere Färbung auf.

U. d. M. sind im allgemeinen in den Calcitkörnern Translation und Zwillingsschiebung erkennbar. Besonders in Bereichen starker nachkristalliner Durchbewegung (z. B. NO-Wand in Pumpbacken III und Gravlund) hat man Dünnschliffbilder, die der von SANDER (1950) gezeigten Abbildung 80 gleichen und dieselben Phänomene erkennen lassen, nämlich »intragranulare Teilbewegung (Translationen und Zwillingslamellen), stetig und unstetig, affin und nichtaffin durchbewegte Bereiche der intragranularen Teilbewegung». Aber auch ein hohes Mass intergranularer Teilbewegung ist erkennbar, die gleichlaufend mit intragranularer Teilbewegung das Porenvolumen vergrössert und damit eine erhöhte Durchflussgeschwindigkeit für Lösungen schafft. Gleichzeitig wird durch die damit verbundene Volumenzunahme (Sperrausdehnung) Raum für den Absatz zirkulierender Stoffe geschaffen. Nun finden sich tatsächlich in diesem stark nachkristallin deformierten Calcitgefüge unversehrte Calcitkörner, die als nachdeformative Kristallisationen einen späteren Lösungsabsatz repräsentieren zu scheinen. Vielleicht kann damit eine Antwort auf die Frage nach dem Verbleib des während der granitischen Verdrängung des Kalksteins freigewordenen $CaO + CO_2$ gegeben werden. Diese Möglichkeit kann den bisherigen Deutungen über die Verwendung des freigewordenen $CaO + CO_2$ hinzugefügt werden. Das sind nach VON ECKERMANN (1922) Einbau in den Mineralbestand der Reaktionsskarne und deren metamorpher Weiterentwicklung zu Amphiboliten, usw.; nach BACKLUND (1936) bei Granitisierung des Kalksteins Einbau in den sich bildenden Plagioklas mit entsprechendem Ansteigen des Anorthit-Gehaltes. Letztere Erklärung kann im untersuchten Bereich auch für den Revsundgranit zutreffen, wenn auch mit der Einschränkung, dass durch die zuletzt erfolgte Kalifeldspatisierung der basischen Oligoklase, wieder eine Wegführung des CaO stattgefunden haben muss. Diese Fragen sind nicht schematisch beantwortbar, sondern Fragestellung und Untersuchung müssen den geologischen Gegebenheiten jedes einzelnen Vorkommens angepasst werden. Immer wird wahrscheinlich sein, dass bei granitischer Verdrängung der Kalksteine für CaO ein geochemischer Abwan-

derungsprozess stattgefunden hat, ohne dass der neue Stoffträger verlässlich genannt werden kann.

Silikatische Verunreinigungen im Kalk sind selten. Wie rein der Kalk sein kann, sollen folgende Analysen zeigen:

	Pumpbacken III	*Gravlund*
CaO	55,74 %	54,54 %
MgO	0,23 »	0,95 »
Glühverlust	43,68 »	43,35 »
SiO_2	0,08 »	0,72 »
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,14 »	0,28 »
	99,87 %	99,84 %

In der Mehrzahl der mikroskopierten Teilbereiche ist Ilmenit und Phlogopit akzessorisch anzutreffen. Ilmenit in tafeliger Ausbildung. Ilmenit- und Phlogopittafeln sind im s des Kalkes eingeregelt und sind homotakt mit dem gut geregelten Calcit-Gefüge (D2). An Phlogopit nachkristalline Biegung und Stauchung, an Ilmenit nicht, was eher ein Hinweis auf verschiedenes Festigkeitsverhalten, als auf getrennte Kristallisationsphasen ist. Seltener ist eine gleichfalls homotakt geregelte farblose Hornblende (Tremolit) mit Anzeichen von Chloritisierung (Pennin) vorhanden. In granitnahen Partien finden sich vereinzelt Quarzkörner im sonst monomineralischen Calcitteilgefüge.

Die anderen silikatischen Verunreinigungen sind nicht mehr oder weniger akzessorisch über den Gesamtbereich des Kalksteins verteilt, sondern immer auf gewisse Lagen konzentriert. Diese Anreicherungen verlaufen immer mit ihren zonar angeordneten Mengenunterschieden parallel dem s^1 des Kalksteins. So sind es in Nähe dolomitischer Einlagerungen Serpentinanreicherungen, die von freisichtig gerade noch erkennbarem Anteil bis zu kompakten, 15 cm mächtigen Serpentinstreifen überleiten. Teilweise nimmt der // orientierte Chrysotilserpentin pseudomorph den Gesamtbereich einzelner Karbonatkörner ein. Buchtige Verdrängung des Dolomits durch Chrysotil, wobei der Reaktionssaum gegen Karbonat aus wandständigem (c ⊥ Grenzfläche) α-Chrysotil besteht. Runde Chrysotilanhäufungen können aber auch pseudomorph nach Chondrodit entstanden sein, der oft als Kristalloblast in dunkelgefärbten Bändern zu finden ist. Neben Chrysotil als Pseudomorphose ist an seinen Korngrenzen oxydisches Erz zu treffen.

Die Serpentinisierung des Chondrodites gleicht im Dünnschliffbild jener bekannten von Olivin. Es handelt sich dabei um einen unkinetischen Umkristallisationsprozess, denn keinerlei Merkmale von Teilbewegung sind im Gefüge zu beobachten. Nach mündlicher Mitteilung von N. Marklund gibt es auch Wollastonitzonen, die während meiner Begehungen nur aus der Ferne an einer unzugänglichen Stelle in Pump-

backen III zu beobachten waren. Sie schienen jedoch in keinem entwicklungsgenetischen Zusammenhang mit den auffallendsten silikatischen Verunreinigungen im Kalkstein zu stehen. Es sind dies die dunklen, beinahe schwarzen Skarnbänder, die Mächtigkeiten bis zu 10 cm erreichen. Ihre Kleinfältelung ist homotakt zu den grossen Falten des isoklinalen Verbandes. Ihre Entstehungsbedingungen werden an anderer Stelle diskutiert (Seite 298).

Die Kernlagen der Skarnbänder bestehen aus dunkelgrüner Hornblende (im Dünnschliff: $\gamma' =$ olivgrün, $\alpha' =$ dunkleres blassgrün; $c : \gamma = +21°$) und Plagioklas ($An_{85-51\,\%}$). In Teilbereichen kann letzterer bis zum völligen Verschwinden gering beteiligt sein. Ri von Plagioklas in Hornblende ist ein Hinweis, dass die Hornblende-Kristallisation für den betrachteten Bereich nach Labrador-Bytownit datiert. Die räumliche Verteilung der Plagioklase in bezug auf den Anorthit-Gehalt ist so, dass die An-reicheren in der Regel zur innersten Zone gehören und gegen aussen ein Sauerwerden bis zu $An_{51\,\%}$ zu beobachten ist. In dieser äusseren Zone ist jedoch nicht mehr Hornblende, sondern jetzt Diopsid mit Plagioklas vergesellschaftet. In den Faltenkehlen nehmen zum Faltungsgang in ihrer Anordnung völlig unmotiviert grosse Plagioklas- und Diopsidkörner Platz. Hier finden sich auch Chondrodit und Vesuvian, aber besonders zahlreich Titanit (auch in den Diopsid-Plagioklas-Zonen). Der Plagioklas ist oft völlig sericitisiert und stellenweise in Klinozoisit-Pistacit umgewandelt. Alle diese Gemengteile sind in bezug auf die Faltung nachdeformativ entstanden. Nachkristallin in bezug auf (ac)- und (hOl)-Risse der Skarnfalten sind Diopsid, Plagioklas und Calcit. Dabei heilt Diopsid nur Rupturen in der hornblendeführenden Zone, Plagioklas und Calcit sowohl in der hornblende- als auch diopsidführenden Zone. Diese Rupturenfüllung ist ohne Zweifel durch Segregation herbeigeführt.

Die Diopsid-Plagioklas-Titanit-Zone kann sich nach beiden Seiten der Skarnbänder durch 3—5 cm mächtige reine Kalkzonen getrennt bis zu 2 mal wiederholen (auch in Fig. 11 erkennbar und Seite 298 beschrieben).

Aus der in Teilbereichen anzutreffenden wechsellagernden Anordnung von Leptit, Amphibolit und Kalk in manchmal nur wenige cm mächtigen Lagen und ihrer gemeinsamen isoklinalen Verformung (Gravlund, SO-Wand) kann geschlossen werden, dass es sich um ein hauptsächlich primär angelagertes s (s^1) handelt. In Bereichen nachisoklinaler Teilbewegung (Pumpbacken III, NW-Wand) wurde Umarbeitung von s^1 in s^2 durch Scherung beobachtet. Aber auch beim isoklinalen Faltungsakt wurden teilweise $s^{2,3}$ usw. geschaffen, z. B. durch mechanische Stofftransporte zum Faltenschenkel bei der Biegefaltung. Hierbei als

auch bei erst genannten Fällen kamen alle Übergänge von noch erkennbarem s^1 als schon erkennbarem $s^{2\cdots}$ bis zur völligen Verwischung von s^1 vor. Diese Beobachtungen wurden nur freisichtig getroffen, ohne sie mit Korngefügeanalyse zu überprüfen. Diese Vorgänge wurden massgeblich durch das hochteilbewegliche Verhalten des Kalkes beeinflusst. Die hohe Teilbeweglichkeit führte zu den linsenförmigen Abquetschungen, der heute anzutreffenden Konfiguration vieler Kalkkörper. Dieses tektonische Fliessen benutzte bevorzugt die vorgezeichneten Flächen sedimentärer Anlagerung, und nur beim Auftreten von Inhomogenitäten unter bestimmten Bedingungen wurden neue s-Flächen gebildet. Das Mass der Teilbeweglichkeit im vorliegenden Verband liess sich besonders gut an der SO-Wand von Bruch Pumpbacken III (Fig. 10) beobachten. Kalk und Leptit sind hier homotakt gefaltet. Der im Hangenden mitgefaltete Amphibolit war im Gegensatz zum Leptit nicht teilbeweglich genug (den Mg-Fe-Silikaten zu niedere ptx-Bedingungen) und boudinierte (Fig. 3). Dass hierbei ein gewisser Grad von Sperrausdehnung herrschte, ist anzunehmen.

6. Die Verdrängung des Kalksteins durch Granit

Beweise mehr helteroporer als frontaler Verdrängung des Kalksteins durch Granit wurden in beiden in Betrieb befindlichen Brüchen Gravlund und Pumpbacken III gesehen.

In Pumpbacken III (Fig. 5 und Blockdiagramm) wandert der Granit bevorzugt in die Schichtfugen des N 35° O streichenden und zwischen 40 und 60° gegen SO einfallenden Kalksteins ein. Die unruhige Konfiguration des Kontaktes und mehr noch die nur teilweise wenige cm mächtigen erhaltenen Kalkbänder, die reliktisch in vorgranitischer Situation ohne Zerbrechung oder Deformation manchmal allseitig vom Granit umschlossen sind, scheinen mir Hinweis genug, dass die heute vorliegende Gesteinsgrenze weder eine tektonische, noch durch liquides granitisches Magma erzeugte ist. Aber es können noch weitere Gesichtspunkte für obige Meinung angeführt werden. Trotz des Hiatus von Festigkeitsverhalten und damit zusammenhängender unterschiedlicher Teilbeweglichkeit in grobkörnigem Granit und mittelkörnigem Marmor bei gegebenen ptx-Bedingungen müsste bei gemeinsamer Verformung zu rhombisch symmetrischem Faltenbild (Fig. 5) homotakte Quasiaffinität oder Nichtaffinität der Teilbewegung für beide Gesteine erkennbar sein. Dies ist aber nicht der Fall. Der vor der angenommenen Faltung isotrope Granit, würde nach ihr isotrop geblieben sein, denn makroskopisch wurde kein Anzeichen von Teilbewegung, das so einer Faltung entsprechen würde, wahrgenommen! Im Korn-

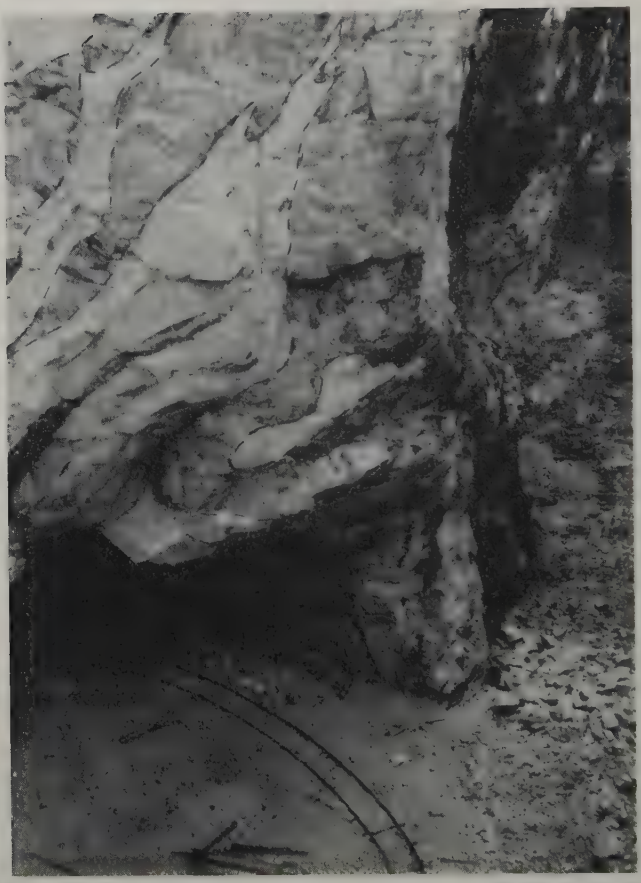


Foto H. J. Koark

Fig. 5. Belteropor in den Kalk (hell) eingewanderter Granit (dunkel) bildet dessen Faltung ab. Pumpbacken III.

gefüge konnte diese Ansicht wegen zu grosser Korngrössen (cm-Durchmesser) nicht überprüft werden. Auf hohe unmittelbare Teilbeweglichkeit und Biegefaltung im Kalk weisen u. a. die Scharnierverdickungen durch mechanischen Stofftransport zum Faltenscheitel hin. Eine weitere wichtige Tatsache für eine nicht gemeinsame Verformung von Kalk und Granit ist das Abschneiden der auch im Bild gut erkennbaren planparallelen Gefüge des Kalkes durch den massigen Granit. Im Bruch Gravlund liegt der Granit deckenartig auf isoklinal gefaltetem Kalk-Leptit-Verband, diesen lediglich zusammendrückend, ohne Reaktionskontakt und ohne gemeinsame Faltenbilder. Auf die zu stellende Frage, ob die Formung zum isoklinalen Faltenbau von eindringendem granitischen

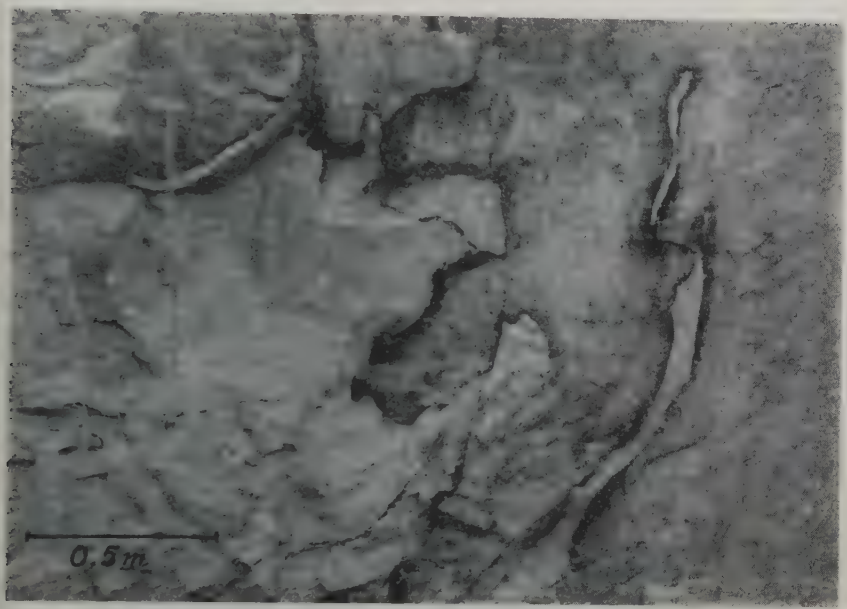


Foto H. J. Koark

Fig. 6. Belteropore Verdrängung von Kalk (hell) durch Granit (dunkel). Zwischen Kalk und Granit nur schmale Reaktionssäume. Bandartige Kalkrelikte blieben in vorgranitischer Situation (Kalk-s) erhalten. Pumpbacken III.

Magma begleitet war, mit den Möglichkeiten unmittelbarer oder mittelbarer Faltung, gibt auch u. a. schon der vorangegangene Satz verneinend Antwort. Hinzugefügt soll dem noch werden, dass die in Pumpbacken III beobachteten Reaktionsskarne zwischen Granit und Kalk mit ihrer geringen Mächtigkeit von kaum mehr als 5 cm wohl von niemand als Resultate eines Aufeinandertreffens von liquidem Magma und Kalk gedeutet werden. Man vergleiche auch auf Fig. 6 die schmalen reliktischen Kalkbänder mit kaum erkennbaren Reaktionssäumen.

Im Bruch Gravlund wurden an der im Sommer 1950 von der tiefsten Sohle des Bruches gegen SW vorgetriebenen Abbauwand im Kalk eingeschlossene granitische Körper gefunden. Ihre Grössenordnung schwankt zwischen cm- und m-Bereichen. Sie sind fast immer oblong linsen- bis lagenförmig im Kalk eingelagert, wobei ihre grössten Durchmesser // dem s des Kalkes liegen. Einige Beispiele ihrer Formen sind in den Abb. und im Blockdiagramm gegeben. Diese aus grobkörnigem Granit bestehenden Körper waren in allen beobachteten Fällen durch Kanäle mehr oder weniger flächiger Natur // s des Kalkes, bestehend aus Quarz und Feldspat verbunden. Das Grössenver-

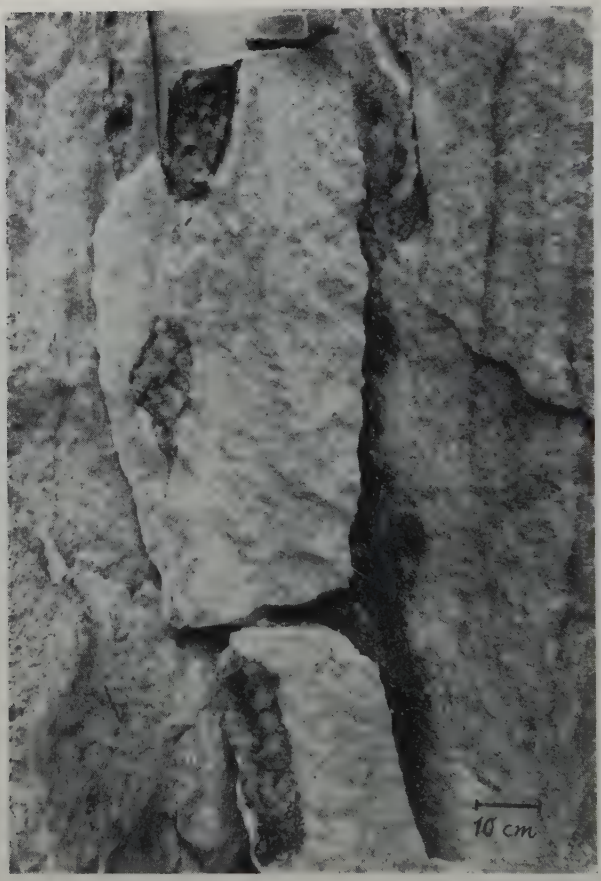


Foto H. J. Koark

Fig. 7. Oblong linsenförmige Granitkörper-Bildung (dunkel) parallel dem s des Kalke (hell). Sichtbare Quarz-Feldspat-Verbindungskanäle zwischen den Granitkörpern. Bruch Gravlund.

hältnis zwischen Körper und Kanal ist aus Fig. 2, 7 und 8 ersichtlich Dass sie mit der Hauptmasse des Granites auch durch proportiona mächtigere Bänder verbunden sind, wird im Blockdiagramm ver anschaulicht. Aus diesen kleineren beschriebenen und abgebildete Granitkörpern, die in ihrer Raumnahme unzweideutig das s des Kalke benutzen, muss auch die stoffliche und räumliche Entstehung grösserer im Kalk eingeschlossene Granitkörper, die heute in ihrer Konfiguratio nicht mehr eindeutig Schichtfugen zuzuordne sind, abgeleitet werden. Solche Körper waren sowohl i Bruch Gravlund als auch in Pumpbacken III zu treffen. Sie machte

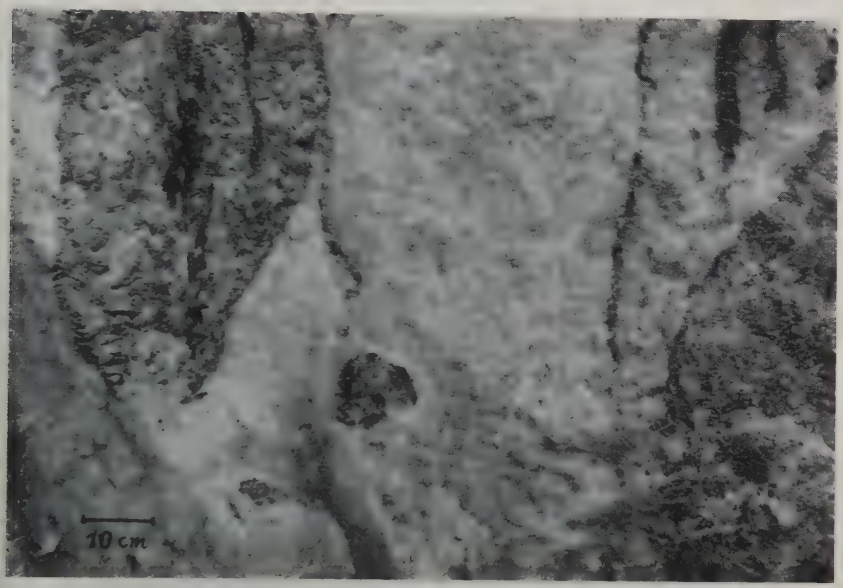


Foto H. J. Koark

Fig. 8. Wie Fig. 7. Granitkörper grösserer Dimension lassen sich manchmal nicht eindeutig Schichtfugen im Kalk zuordnen. Gut erkennbarer Verbindungskanal zu kleinerem Körper. Bruch Gravlund.

einer rentablen Gewinnung des Kalksteins manche Schwierigkeiten, die jedoch bei Kenntnis der Gesetzmässigkeit ihres räumlichen Auftretens und Entstehens eine leichtere Planung der Weiterarbeit zulassen und unnütze Arbeit ersparen helfen. Weniger mächtige granitische Neubildungen mit gleichen Korngrössen wurden in den feinkörnigen amphibolitischen Lagen im Bruch Gravlund gefunden. Diese Amphibolitlagen sind homotakt mit dem Kalk gefaltet. Die Granit-Neubildungen haben ein fladenhaftes Aussehen und liegen auch hier mit grösstem Durchmesser // dem s der amphibolitischen Bänder. Sie haben sich auch hier durch Stoffzufuhr und nicht durch Mobilisation des primären Materials gebildet.

Die mikroskopische Untersuchung der Kontaktsäume zwischen Granit und Kalk zeigte für dieses Vorkommen ein etwas abweichendes Bild von den Beschreibungen anderer Vorkommen (Mansjö, Tennberg durch von Eckermann). Die Kontaktminerale sind eintöniger, und auch ihre Anordnung zeigt nicht scharfe Grenzen, wie es z. B. von Eckermann von Mansjö beschrieb und abbildete. Die Mächtigkeit der durch Reaktionsbildungen betroffenen Zone schwankt zwischen zwei und sechs Zentimeter. Hierbei nimmt der Kalk zwangsläufig 3/4 des beeinflussten Bereiches ein (leichtlösliche CO_2), vorausgesetzt, dass man

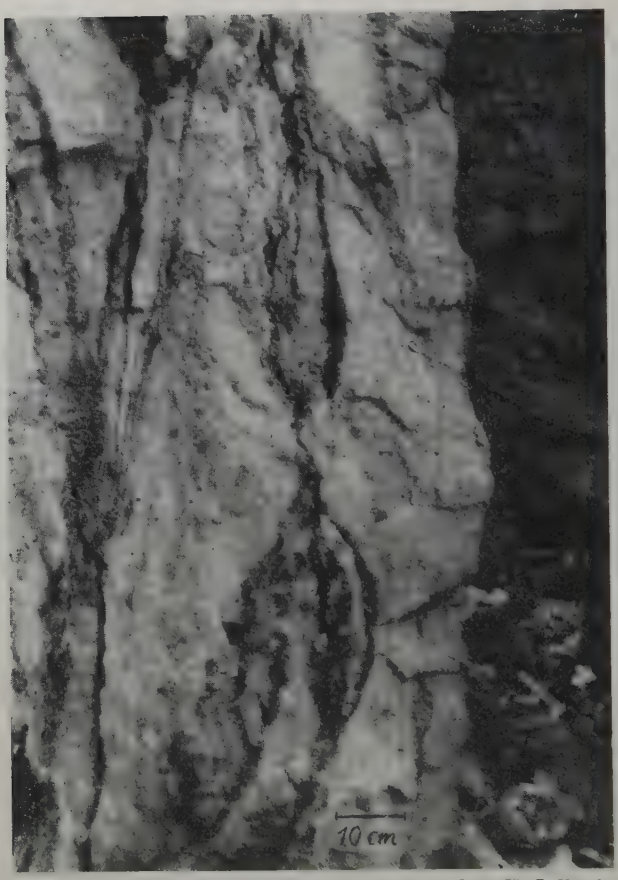


Foto H. J. Koark

Fig. 9. Einwanderung des Granites entlang schmaler im Kalk eingelagerter Amphibolitbänder. Granitlinsen im mittleren und unteren Teil des Bildes blättern den Amphibolit auf. Dunkle Fläche (rechts) ist mit Biotit besetzte (ac)-Kluft. Bruch Gravlund.

nicht die auch stofflich zonar entwickelten Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge im vordringenden Granit als Kontaktbildungen auffasst, sondern in ihnen Entwicklungsstadien zur Ausreifung des Granites sieht.

Die zonenweise Anordnung der verschiedenen Kontaktminerale soll in der Reihenfolge Kalk → Granit beschrieben werden. Als äusserste vom Granit beeinflusste Reaktionsbildung im Kalk ist der Chondrodit anzusehen. Er liegt in runden Körnern als Kristalloblast in Calcitgrundmasse. In vielen Fällen ist er gänzlich in Antigoritserpentin umgewandelt, sonst teilweise pseudomorphosiert und in dieser Zone selten ganz ohne Umwandlung. Ob der hier auch vorkommende Phlogopit in allen Fällen dazu gerechnet werden darf, ist nicht immer zu entscheiden,

Foto H. J. Koark

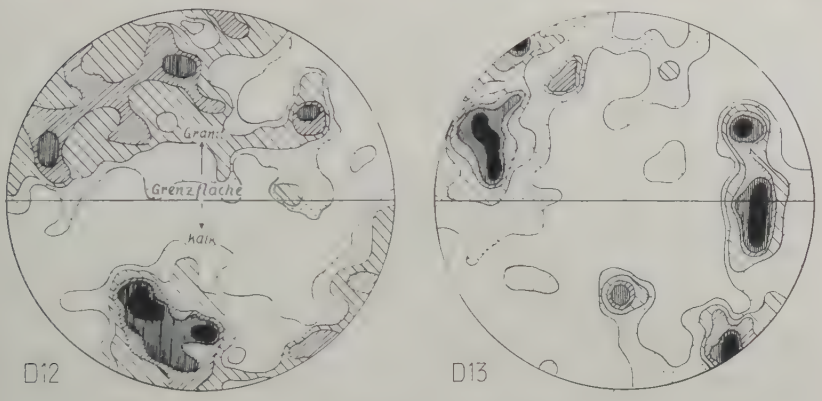
Fig. 10. Homotakt mit dem isoklinalen Bau des Verbandes gefältelte Skarnbänder. Jüngerer Aplitgang (rechts der Bohrer) liegt in (hOl) des tektonischen Gefüges und verwirft die Skarnbänder. Bruch Pumpbacken III.

da er auch in kontakt- und skarnfernen Kalkpartien akzessorisch zu finden ist. Mit Annäherung in Richtung Granit tritt xenomorpher Diopsid hinzu, dessen Anzahl der Körner sich gegen den Granit hinzu vermehrt. Das ist zwangsläufig mit einer mengenmässigen Abnahme des Chondrodit- und Calcitgehaltes verbunden. Chondrodit zeigt in diesem Teilbereich keine Serpentinumwandlung. Erst vereinzelt, dann später in zum Verlauf des Kontaktes subparallelen Lagen treten Quarzkörner auf. Sie sind besonders charakterisiert durch ihre unverzahnten, geradkantig begrenzten Kornumrisse. Mit Gipsüberlagerung liessen sich Regelungserscheinungen wahrnehmen, die später ausführlich besprochen werden. Erst in Kontaktnähe, aber noch auf der Kalkseite kommt Plagioklas in einzelnen Körnern hinzu, dessen Zunahme sich ebenfalls mit Annäherung an den Granit steigert. Sein Anorthitgehalt schwankt zwischen 26 und 58 %. Zonare Anordnung in bezug auf dem An-Gehalt war im Kontaktbereich nicht festzustellen. Nicht mehr zum Kontaktbereich, sondern schon zum Granit gehöriger Plagioklas, aber noch im gleichen Dünnschliff befindlich, hatte als Mindestwert 26 % An. Unverzwillingter Plagioklas war im allgemeinen saurer und mehr oder weniger von Umwandlungsmikrolithen erfüllt. Die oben erwähnten Quarzlagen wiederholen sich rhytmisch unter annähernd gleichen Zwi-

schenräumen im beschriebenen Schliff 4 mal. Dabei ist die mächtigste Quarzlage auf der endogenen Seite (Granit) von grossen Plagioklasen und auf der exogenen Seite (Kalk) von grossen Diopsidkörnern umgeben. Der Plagioklas hat Quarz-ri und in den kontaktnahen Partien des Granits kann man die reliktischen Quarzraumrhytmen, wenn auch mobilisiert, wiederfinden. So wie auf der exogenen Seite in calcitischer Grundmasse Plagioklas vereinzelt zu finden ist, tritt auch endogen im Quarz-Feldspat-Gefüge noch Diopsid auf. Er ist nur hier mit grüner Hornblende-Reaktionssäumen umgeben. Ebenfalls findet sich in Nähe von Diopsid Titanit als Neubildung in idiomorpher Gestalt. Epidot Zoisit als auch Apatit sind in Kontaktnähe — aber nur auf granitischer Seite — häufig. Mit zunehmendem Abstand vom Kontakt normalisiert sich der Granit. Der in Kontaktnähe allein anzutreffende Kalknatron feldspat wird hier nur wenig — meist granophag — vom jüngeren Kali feldspat verdrängt. Diese Verdrängungserscheinungen steigern sich mit zunehmender Entfernung von der Gesteinsgrenze. Diffusion, randliche Korrosion, Verheilung von Rupturen, sowie orientierte Antiperthite in Plagioklas sind z. T. mit Musterbeispielen belegt. Vereinzelt finden sich noch Relikte von Calcit. Die das Quarz-Plagioklas-Biotit-Teilgefüge betroffene Deformation ist in bezug auf Mikroklin präkristallin. Biotit ist zahlreich und in grossen Individuen entwickelt.

Die Zusammenschau der Dünnschliffbeobachtungen in Kontaktfazies und Granit lässt einige Schlüsse auf die letzten erkennbaren Bildungsepochen des Granits zu. Als älteste Bildung im heutigen Gefügebild wurde der Quarz nachgewiesen. Diese Feststellung und die oben beschriebenen Verdrängungsgefüge sind ein ergänzender Beweis sowohl für die Richtigkeit der VON ECKERMANN'schen Tabellen (1922, 1923) über die chemisch-analytischen Kontaktverhältnisse von Mansjö und Tennberg als auch der Folgerungen BACKLUND's (1936). Letztere besagen, dass die bei Verdrängung des Kalkes durch Granit verschieden schnell wandernden Oxydgruppen in Rhytmen gegen den Kalk vordringen (worauf wohl auch die oben beschriebenen Quarzraumrhytmen hinweisen), wobei SiO_2 die Spitze nimmt, dann neben Al_2O_3 Na_2O folgt und sich erst später K_2O anschliesst.

An dieser Stelle soll eine kurze Besprechung der Regelungserscheinungen in den chemisch angelagerten Quarzlagen eingeflochten werden. D12 zeigt die Orientierung von 200 Quarz-c aus der mächtigsten Quarzlage. Die unverzahnten, geradkantigen Quarze besetzen schärfer geregelt die untere Hälfte der Projektion auf der Kalkseite, weniger scharf geregelt die gedachte obere Hälfte, im Diagramm als Granitseite gekennzeichnet. Die Anordnung der Maxima weist darauf hin, dass die Rhomboederfläche des Quarzes massgeblich als Anwachsfläche auf de-



Gefügediagramme

D12: Chemische Quarzanlagerung im Reaktionskontakt von Granit gegen Kalkstein, 200 Quarz-c, 4—3—2—1—0,5—0 %.
D13: Granit nahe Kontakt gegen Kalkstein, 136 Quarz-c, 5 –4—3—2—0,8 –0 %.

Grenzfläche (Blastetrix SANDER's) beteiligt war. Die Rotationsfreiheit des Quarzes um c ist noch gegeben. Diese innerhalb des geschlossenen Korngefüges erfolgte chemische Anlagerung fand keine ebene, sondern mehr oder weniger buckelige Anwachsfläche vor. Daraus ist zu schliessen, dass Regelungsinhomogenität in solchen Fällen zur Regel wird. Ein Hinweis hierfür kann D13 sein. 136 Quarz-c entstammen dem gleichen Schliff wie D12, nur sind es schon grosse verzahnte zum Granit gehörige Körner. Diese Körner haben parallel zum Kontakt und damit den Quarzlagen ihre grössten Durchmesser und sind zweifellos aus früher chemisch angelagertem Quarz entstanden. Dieser Vorgang ist mit der Plagioklasbildung als eindeutig späteren Faktor im Kristallisationsverlauf (Quarz-ri, raumrhytmisches Auftreten der Quarzlagen und ihr Verhältnis zum »nachkommenden» Plagioklas) zu parallelisieren. Hierbei wird SiO_2 frei, die mit der übrigen, nicht von Plagioklasbildung betroffenen Quarzlagensubstanz mobilisiert wird. Es ist dafür die Möglichkeit ins Auge zu fassen, dass für D13 unter veränderten gerichteten Druckbedingungen im gutgeregelten Wachstumsgefüge des Quarzes für Richtungsgruppen insularer Kornhäufungen der vermutete Fall von Sammelkristallisation einsetzt. Dies wäre durch Achsenverteilungsanalyse nachzuprüfen (SANDER 1950). Es würde mit dem Ergebnis von Untersuchungen übereinstimmen, die der Verfasser an einer noch unpublizierten Achsenverteilungsanalyse von einem B-Tektonit gemacht hat. Hier war Homogenisierung von Richtungsgruppen, welche in der Achsenverteilungsanalyse insulare Maxima bilden, durch Kornvergröberung (Sammelkristallisation?) angezeigt.

Das Antreffen chemischer Quarzanlagerung innerhalb geschlossenen

Korngefüges führt zur Abbildung der Kontaktflächen durch Wachstumsregelung. Schon 1914 hat SANDER die Abbildung von s für granitisierte Leptite in Betracht gezogen. Hierbei kann neben reiner Abbildungskristallisation (sedimentäres Gefüge) auch Tektonitgefüge abgebildet worden sein. Aus meinen obigen Beobachtungen ergibt sich nun die Frage, ob bei frontartigen Mobilisations-, Migrations- und Anlagerungsvorgängen auch Grenzflächengefüge (wie z. B. chemische Quarzanlagerung) abgebildet werden kann und dieses in ausgereiften Graniten als Regelungstypen und Reliktregelungen erhalten bleiben kann. Hierauf können nur neue eingehende Untersuchungen an geeignetem Material eine Antwort geben.

Mikroklinkristallisation fand sowohl in kalkfernen Partien, als auch in den kalknahen Verdrängungszonen als letzter erkennbarer Kristallisationsakt statt. Schliffbilder aus dem Kontakt zeigen, dass die Kalizufuhr (um eine Zufuhr muss es sich bei Verdrängung von Kalkstein handeln) plötzlich und mit grosser Intensität einsetzte. Vielleicht hat die vormikrokline Deformationsphase zu einer besseren Durchblutung beigetragen und die Platznahme der Mikroklinsubstanz gefördert. Wie aus obiger Beschreibung ersichtlich, wurden grosse Albitkörner (ø bis 1 cm) von Mikroklineinkristallen ersetzt. Es ist also in nächster Nähe der Granitfront eine Homogenisierung zum kalibetonten Granit erkennbar.

7. Zur Frage der stofflichen Herkunft des Kalk-Leptit-Amphibolit-Verbandes

Das intime Verhältnis das planparallel gelagerten und homotakt isoklinal gefalteten Kalk-Leptit-Amphibolit-Verbandes lässt die Frage nach dem Ursprungsmaterial und seiner Entwicklungsmöglichkeiten völlig verschieden beantworten, ohne dass dabei für oder gegen die eine oder andere Deutung mit unzweideutigem Beobachtungsmaterial entschieden werden kann. Die zwei ins Auge gefassten Möglichkeiten sind folgende:

a) In chemisch und organisch angelagerten reinen Kalken werden während ihrer Entstehungszeit zeitweilig vulkanische Produkte (saure-basische Tuffe) eingelagert. Spätere Umkristallisationen unter veränderten ptx-Bedingungen entwickelten die heute vorliegenden Gesteinstypen.

b) Kalkige und mergelige Sedimente in Wechsellagerung werden hochgradig metamorphosiert, wobei bei der Anordnung der heute vorliegenden stofflichen Verschiedenheiten und einer gewissen Konzentration auf bestimmte Räume massgeblich metamorphe Differentiation beteiligt war (letzteres gilt auch für a).

Für beide Hypothesen liessen sich sicher bei subjektiver Betrachtung ohne Schwierigkeiten die entsprechenden chemischen Reaktionsgleichungen zu einer lückenlosen chemisch-analytischen Beweisführung der wahrscheinlichen mineralfaziellen Veränderungen während der Gesteinsgenesen erbringen, ohne dass sicheres Material für die eine oder andere Auffassung vorliegt. Nach Ansicht des Verfassers darf der spekulativ-chemischen Analysierung solcher Vorgänge, ohne entsprechendes Beweismaterial (Reliktgefüge), keine Urteilskraft zugeschrieben werden. Dazu der Hinweis, dass kein streng definierter Chemismus (wie z. B. für Basalte) für das Ausgangsmaterial der heute vorliegenden Gesteine vorliegt. Ihre chemische Zusammensetzung, gleichgültig, ob man sie vulkanisch (Tuffe) oder nicht deutet, hatte Variabilität. Darum ist der Ansatz zu solchen chemischen Formulierungen immer mit Vorsicht zu betrachten. Hinzu kommt, dass beim Endprodukt durch entsprechende Stoffwechselvorgänge bei so hochgradigen Metamorphosen eine starke Veränderung des Chemismus stattgefunden haben kann und ausserdem der heutige Stand unserer Kenntnis über Reaktionen im Festen für geologische Körper nicht ausreicht, sie entsprechend bei der Gesteinsgenese als Faktoren zu berücksichtigen.

Bevor versucht wird, Argumente gegenüberzustellen, die für und wider die eine oder andere Auffassung sprechen, soll noch darauf hingewiesen werden, dass sich beide angegebenen Entstehungsmöglichkeiten unüberprüfbar überlagert haben können.

Zu a). Das Vorkommen zahlreicher als effusiv gedeuteter Gesteinsserien in naher und weiterer Umgebung [Skelleftefeld: Porphyre, Keratophyre, Dacite, usw. (Grip 1942)] kann als Fingerzeig angesehen werden, dass es sich auch hier um eine sedimentär-effusive Entwicklungsreihe handelt. Hingegen waren keinerlei reliktgefügelicher Merkmale (Eskola: blastophyrische, tuffitische oder mandelsteinartige Reliktgefüge) gegeben, die so eine Deutung unterstützen könnten. Auch der sehr hohe Gehalt von »Schwereminералen» im Vitflinta-Leptit spricht eher für pelitisch-psammitisches Ursprungsmaterial.

Eingeflochten soll bei dieser Gelegenheit die oft im Schrifttum zu findende Deutung intrusiver Lagergänge gabbroiden Charakters in den Kalk-Leptit-Verband werden. Im vorliegenden Falle scheint mir diese Möglichkeit ausgeschlossen, da kaum 2 cm mächtige »gabbroide Lager» konkordant im Kalk-Leptit-Verband intrudierend Platz nehmen können. Gefügekundliche Untersuchungen können zu Erklärung solcher Erscheinungen Wichtiges beitragen. Die beim besprochenen Vorkommen schon freisichtig gut erkennbare Regelung der Hornblende mit c // der B-Achse des Gesteins (stoffkonkordantes B) lässt für den Fall intrusiver Raumnahme zwei Möglichkeiten zu. Einmal ist de hoch-

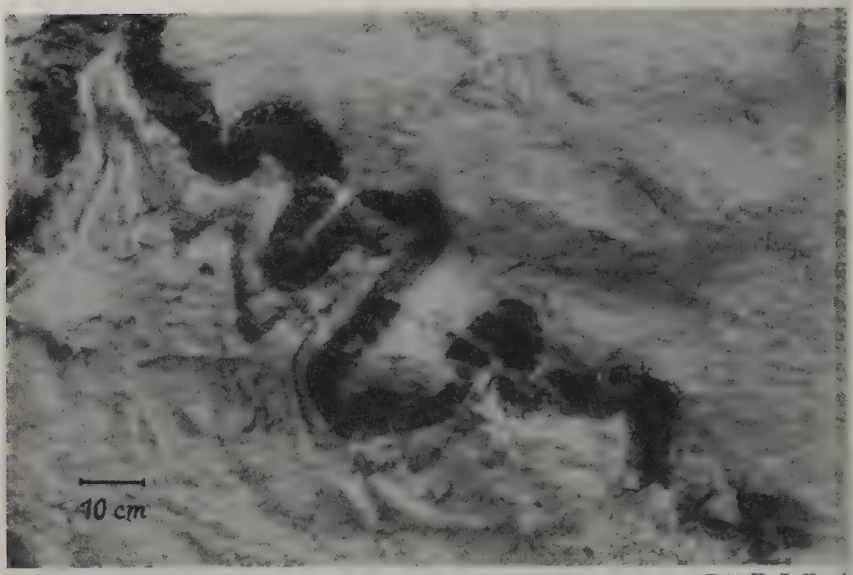


Foto H. J. Koark

Fig. 11. Nachdeformativ abbildungskristalline Skarnfältelung verbunden mit »innerer metamorpher Differentiation» (Eskola) durch Anreicherung an stabilste Gemengteile (dunkler Hornblende-Plagioklas-Skarn), sowie raumrhytmisch nach dem Konkretionsprinzip gebildete Diopsid-Plagioklas-Titanit-Lagen // dem Hornblende-Plagioklas-Skarn. Pumpbacken III.

teilbewegliche Stoff zwischen starren Ufern eingedrungen und die Amphibole haben sich nach Massgabe des geringsten Widerstandes nach ihrer Korngestalt (Stengel) geregelt; oder aber, ein mit unbekanntem Gefüge intrudierter Basit wurde durch spätere Umkristallisation mit Anpassung an die gerichteten Druckverhältnisse zu Amphibolit. Die Umorientierung der Amphibole ist hierbei kein translationsmechanischer Vorgang wie z. B. bei Quarz und Calcit, sondern für Gefügegenossen mit alleiniger Regelung nach Korngestalt ist ein in Lösung gehen gefordert, und dann ist erst die Neukristallisation unter den neuen tektonischen Bedingungen möglich. Dass dabei ein relativ hohes ptx-Feld notwendig ist, wird manchmal bei Deutungen solcher Art ausser Acht gelassen. Diese Entwicklung wird in den meisten Fällen keine Gleichgewichtsgesteine hervorbringen und durch Reliktgefüge, aber auch mineralfaziell sollen dann die mitbetroffenen Nachbargesteine vergleichend kontrolliert werden. Im beschriebenen Vorkommen konnten auch neben anfangs erwähnten verneinenden Argument für letztere zwei Möglichkeiten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

Zu b). Schichtfolgen, die wechsellagernd mit scharfen Grenzen oder aber auch in allen Übergangsformen von Sandstein über Kalksandstein

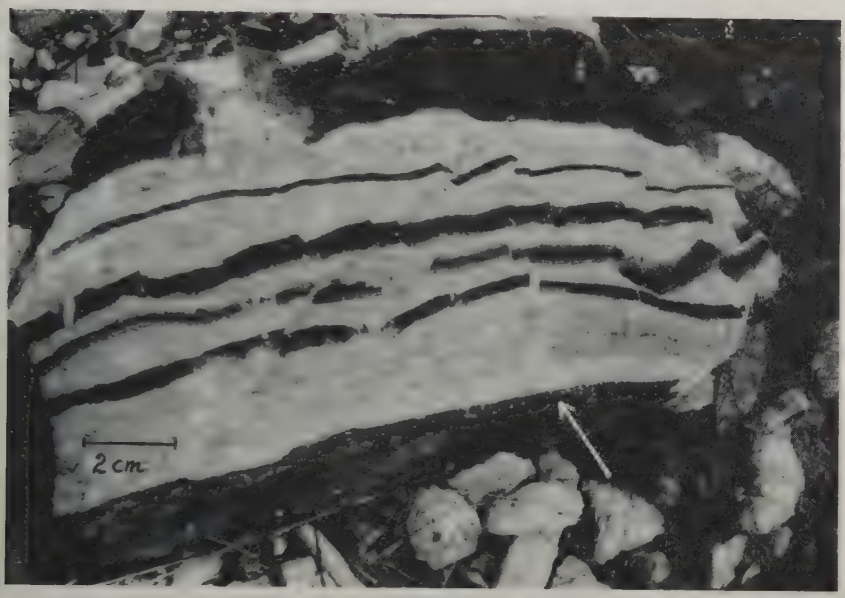


Foto H. J. Koark

Fig. 12. Rupturell deformierte Skarnbänder, nachdeformativ von reinem Calcit verheilt (Pfeil). Auf der Halde bei Pumpbacken III.

zum reinen Kalkstein als auch von hochprozentigem Kalkstein über Mergel zu Tonen in un- bis wenig metamorphen Gebieten anzutreffen sind, sind keine Seltenheit. CORRENS weist darauf hin, dass biogener Kalk häufig klastischen Sedimenten beigelagert ist. Es lässt sich aus so einem komplexen Sedimentverband ohne Schwierigkeit durch entsprechende regionalmetamorphe Umkristallisationen die Entwicklung und als Endprodukt gleichartige Gesteine erklären, wie sie heute bei Burträsk vorliegen. Dabei braucht sich nicht massgeblich der Chemismus verschoben haben. Die Tatsache, dass allseitig von Kalk konkordant umschlossene amphibolitische Bänder sich sowohl in bezug auf Mineralbestand (siehe S. 281) als auch Gefüge (bei Amphibolit postkristalline Faltung, bei Skarnbändern im gleichen Bereich präkristallin) von im gleichen Milieu vorkommenden Skarnbändern unterscheiden, lässt letztere nicht als ursprünglich in heutiger Konzentration angereicherte Al-Mg-Fe-Lagen im Sedimentverband auffassen. Es gibt auch keine authentischen Hinweise, dass ihre Bildung durch Stoffzufuhr aus entfernteren Bereichen erklärt werden kann. In den Skarnfältelungen sind die $^1/_2$-Wellenlänge oft von geringerer Grössenordnung als die der Amplituden. Der Vergleich dicker und dünner solcher gefältelter Lagen liess keine Beziehungen zur Regel der Stauchfaltengrösse zu. Der In-

nenbereich der Skarnbänder besteht auch in den Falten durchwegs aus nachdeformativ entstandenen grossen Hornblenden, die mit bis zu 2 cm Prismenlänge oft Stirnbegrenzungen der Einzelfalten dieser Bänder bilden.

Sie sind freisichtig betrachtet nicht stoffkonkordant (// B) geregelt, sondern liegen lediglich bevorzugt mit den Prismenflächen // s, was gegen paradeformative Kristallisation spricht. Wie bereits beschrieben, werden sie beiderseitig von breiten Säumen bestehend aus Diopsid, Plagioklas, Titanit und Zoisit begleitet, deren Teilgefüge anscheinend ungeregelt sind. Das über die Hornblende-Plagioklas-Lagen Gesagte scheint mir der Beweise genug, ihre Entstehung als postdeformative Abbildungskristallisation anzusehen, deren Keimregelung sedimentär (damit ist vulkanisch sedimentär, z. B. Tuffe, nicht ausgeschlossen) sein konnte. Die in mittelbarer Nähe parallel laufenden Diopsid-Plagioklas-Titanit-Zonen treten in raumrhytmischer Anordnung wechsellagernd mit reinen Kalk-Lagen auf (siehe Seite 284 und Fig. 11). Für solche Bereiche, scheint es mir, kann ESKOLA's (1939) »innere metamorphe Differentiation» in Betracht gezogen werden. Hier haben sich vormetamorphe stoffliche Unterschiede verschärft. Dieser als Selbstreinigungsprozess des Kalkes zu denkende Vorgang ist ein Ionensortierungsprozess nach dem Konkretionsprinzip, wobei der ursprünglich unsaubere Kalk durch entsprechende Reaktionsmobilität und damit verbundenes Konzentrationsgefälle sich stofflich differenziert. Für die amphibolitischen Lagen mit ihren Reaktionssäumen kann auch das ESKOLA'sche Prinzip der Anreicherung an stabilste Gemengteile (hier Amphibol und Plagioklas oder ihre Vorgänger) angewandt werden. Sicherlich können sich beide Möglichkeiten innig überschneiden, und die Frage nach Lösungswanderung oder Ionendiffusion ist in solchen Fällen durch alle Übergänge fest $\rightleftarrows$ flüssig nicht eindeutig zu beantworten.

Die isoklinale Faltung traf den Verband bereits im metamorphen Zustand (z. B. abgerissene Amphibolitbänder in Bruch Gravlund). Die gleichlaufenden Kristallisationsbedingungen überdauerten jedoch die Deformationen (präkristalline Skarnfältelung), sodass der Kalk-Leptit-Amphibolit-Verband mit seinem heute vorliegenden Mineralbestand in bezug auf die isoklinale Faltung sowohl prä- als auch postkinematische Kristallisationen zeigt und demnach parakristalliner Entstehung ist.

Literaturverzeichnis

Backlund, H. G., 1936: Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. — Bull. Comm. Géol. Finl., 115: 293—347.
Barth, T. F. W., Correns, C. W. und Eskola, P., 1939: Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
Drescher-Kaden, F. K., 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Min. u. Petr. in Einzeldarstellungen, 1.
von Eckermann, H., 1922: The rocks and contact minerals of the Mansjö Mountain. — Geol. Fören. Förhandl., 44: 203—410.
—, 1923: The rocks and contact minerals of Tennberg. — Ibid., 45: 465—537.
Grip, E., 1942: Die Tektonik und Stratigraphie der zentralen und östlichen Teile des Skelleftefeldes. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 30: 67—90.
Sander, B., 1914: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — Verhandl. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien, Nr. 9.
—, 1940: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. — Mitt. Reichsstelle f. Bodenforschung, Wien, 1 (2).
—, 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien und Innsbruck.
—, 1950: Ibid. Zweiter Teil: Die Korngefüge. Wien und Innsbruck.

Data on Swedish Landslides

By

Carl-Gösta Wenner

Upheaval of land is constantly creating unstable equilibrium in the clay deposits that slope down to the sea or that are cut through by water-courses.

In the undulating country near the coast, it is usual for clay deposits to have slidden down from the heights to lower levels. Entirely undisturbed series of deposits are probably quite rare.

In the river valleys the landslides have usually taken place in the outer, or concave, banks of the winding course, but occasionally both banks of the water-course have been flattened off by a succession of slides.

The initial impulse

The immediate cause of a landslide, where the equilibrium is already unstable, is usually some impulse involving an acute deterioration of stability. A change in stability of this kind may be caused by an increase of load (for instance an increase in the amount of subsoil water as a result of rain) or by the removal of counter-pressure (for instance cutting of river banks) or by diminution of the strength of the clay (for instance in a mechanical way by an earthquake).

Phenomena of this kind are more or less frequent in nature. But it is mankind that is now to blame for most landslides. The human interference, that sets most landslides going, is usually either the construction of road or rail embankments on clayey soil, dredging for quays and shipping channels, or the sinking of water levels during regulation of lakes and water-ways.

If we disregard the landslides which have been obviously caused by human activities, the number of comparatively big landslides in recent years is only about thirty. This statement is based on a study of the newspapers and technical literature (fairly systematically from 1914 onwards, rather more summarily in the decades before then).

The clay slides which may be regarded as purely natural processes have been marked in on a map (Fig. 1). The slides belong to the clay soil

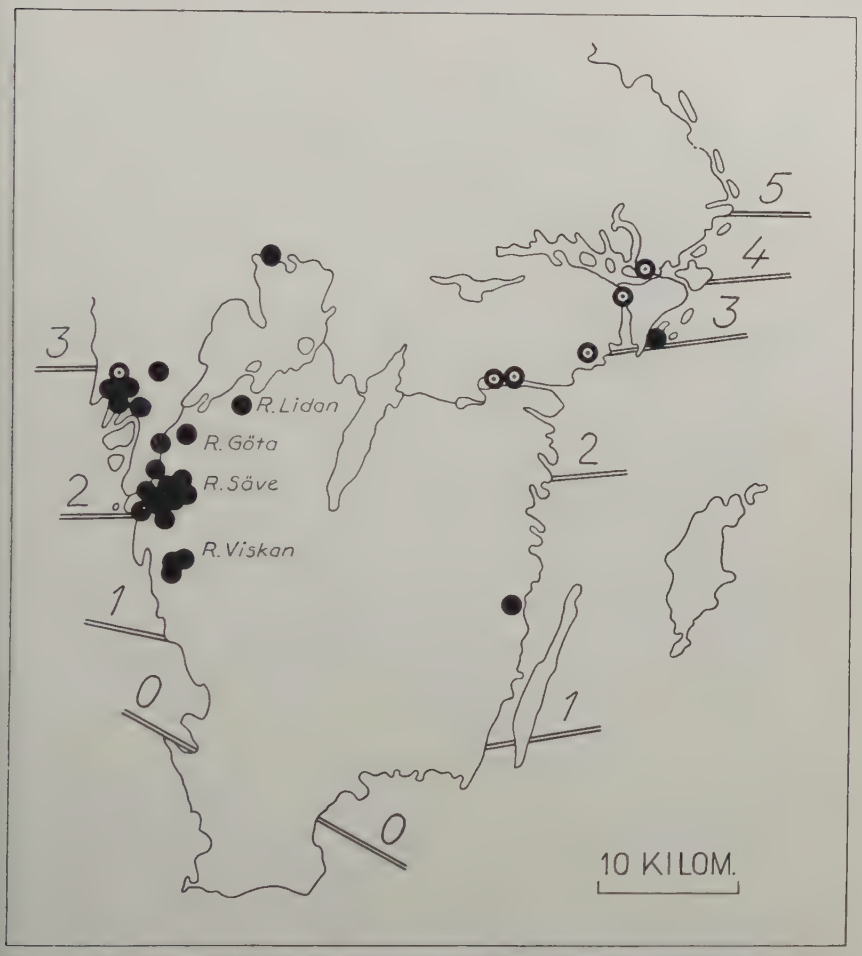


Fig. 1. The geographical distribution of landslides in Sweden. Isobases of land upheaval for every dm/century. Black dots = natural processes. Dots with white rings = possibly set in motion by natural events.

	Intagan	7/10 1648
	Partela gård	3/11 1683
	Sävenäs	1698
	Ålestad	15/9 1703
	Hulatorp	1/5 1712
	Lilla Edet	21—22/12 1759
possibly	Huvudsta	26/11 1867
	Yxlö	1878 (or 1879)
	Almvik	20/9 1886
	Sävenäs	17/10 1892
	Munkedal	14/10 1895
	Saltkällan	30/10 1909
possibly	Smedberg	23/8 1911
	Kåhög	14/6 1913
	Partille	30/10 1914
possibly	Södertälje	30/6 1916
possibly	Getå	1/10 1918
	Jonsered	28/3 1920
possibly	Lida	November 1923
	Munkedal	11—12/11 1923
	Kåhög	18/8 1925 and 19/11 1926
	Lärje	1927
	Norra Häringe	September 1928
	Lärje	1/9 1929
	Sörbo	27—28/12 1932
	Björketorp	25/10 1935 and 30/3 1936
	Trossnäs	12/4 1937
	Björketorp	April 1938
possibly	Svärta	9/9 1938
	Munkedal	1/7 1940
	Kåhög	18/1 1945
	Lerum	December 1945
	Sköttorp	2/2 1946
	Surte	29/9 1950

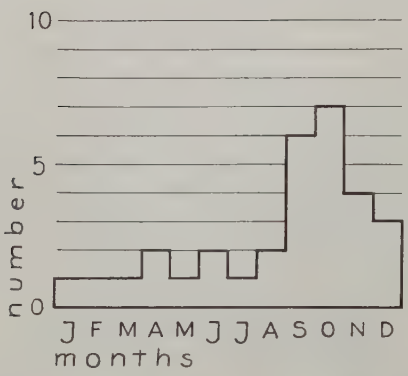


Fig. 2. Frequency of landslides by months.

of the coastal areas of Southern Sweden, nota bene north of the boundary for pronounced upheaval of land. The slides are localized in the main to the marine clays along the north of the west coast, including water-courses that run out there, such as the River Göta älv, the Säveån, and the Viskan.

The landslides on the Baltic coast are about one in five of the total number. Considering the difference between the east coast and the west, the number of landslides on the Baltic coast is surprisingly large.

Of the slides that may be regarded as natural processes, the actual date of twenty nine is known. A statistical chart has been made of the slides by months of the year.

Slides are most frequent during the autumn months of September to November (Fig. 2). During this period about half the total number of slides occur. This is probably connected with the increase in weight (the filling with water of the fissures of the »dry crust» of the clayey ground or saturation of the sand cover and other sand layers of the clayey soil) due to autumn rain.

Most slides have taken place during the morning hours (7—11 a. m.) and one evening hour (6—7 p. m.). During the hours in the middle of the day (11 a. m.—6 p. m.) only one or two slides have occurred. As a slide commonly begins by a crack in the »dry crust» of the clay widening as a result of tension outwards, it seems likely that alterations in temperature with the consequent alterations in the volume of the dry crust of the surface soil may contribute to the setting in motion of a slump.

As earthquakes are infrequent in Sweden, they cannot be of great significance for landslides. But it may be mentioned that the clay slide on Bondeström's Farm (above Lilla Edet in the valley of the River Göta älv) in 1759 took place at the same time as a fairly powerful earthquake which was felt round the North Sea. In Norway clay slides have

taken place in connection with earthquakes and with detonations resulting from the dropping of bombs.

In about half the instances of landslides occurring without being caused by man, it is not possible to point to any special factor setting the slide in motion. But there is reason to suppose that erosion in the steep banks of the sea shore or of rivers has played an important part in the slide processes. The impulse that may lie in the slow alteration of stability which is the result of upheaval of land is difficult to bring out clearly.

It has also been supposed that the strength of the clay deposits can be gradually lowered, so that a slide might occur through »inner» causes. In a paper on the slides in the valley of the Göta älv in 1919, Dr. G. Frödin intimates that the occurrence of clay slides may be favoured by chemical reactions or physical changes in the clay deposits, resulting in a deterioration of stability. Johs. Grennes, the Norwegian engineer, discovered (according to Dr. Gunnar Holmsen) that mixing salt into clay results in an increase in the firmness of the clay. Other people have noticed the same thing. Dr. Gunnar Holmsen found by experiment that with the same water content, a salty sample of clay is considerably firmer than one without salt (in all cases, samples of stirred clay have been used). Later Dr. Ivan Th. Rosenqvist has tried to add salt to undisturbed clays by electrodialysis, and he obtained some increase in solidity of the clay samples.

The argument has been turned and the question posed whether in nature the clay deposits do not gradually lose their salt, so that they become less stable owing to a decrease of the firmness of the clay. There is yet no clear evidence for this hypothetical view. The geographical distribution of clay slides hardly supports the view that diminution of the salt content is of any great significance for clay slides. To go into the problem in detail would require a great deal of field work with collection of samples of clay, the water content of which would have to be investigated. Eventually the task might not prove successful.

Stability computations

In computing stability, use is generally made of imaginary slip planes in a circular arc. It is only in a few instances that it has proved possible to check with any exactitude landslides that have taken place. Often it is difficult to reconstruct the appearance of the ground surface before the slide, and usually it is hardly possible to find in the clay deposits the zone where the sliding has taken place. In the neighbourhood of high rock hills, it can prove impossible to determine the slip plane of a slide,

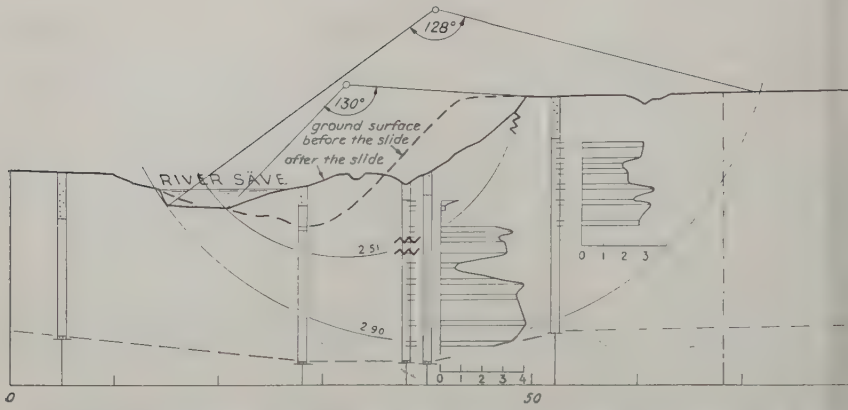


Fig. 3. The landslide at Torp. Unit weight = 1.7. Fineness (finlekstal) = 30—40
τ = 2.63 (mean figure of the series of samples in the plane above the slide) or 2.97 (mean figure of the series of samples in the slump scar).

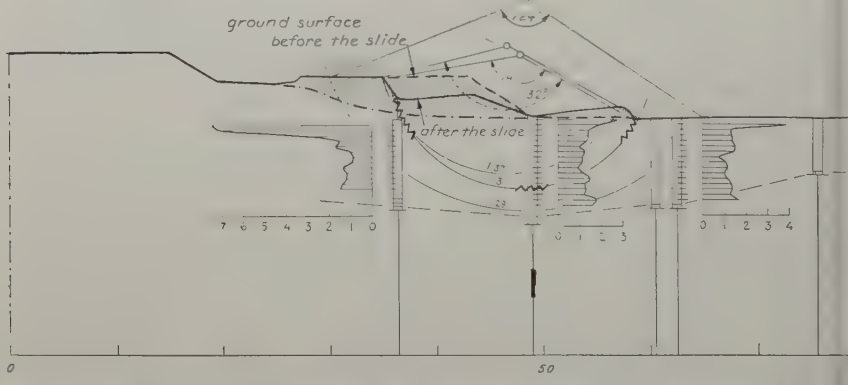


Fig. 4. The landslide at Västberga. Unit weight = 1.9 and 1.7. Fineness = 37—60
τ = 1.29 (mean figure for three series of samples, not including the dry crust). The shaded surface marks soil that has been filled in.

as slides have often taken place previously in the same district, so that slip zones of different dates, folds, and faults occur in the clay deposits. In the case of major slide scars, the more or less spherical curved slip plane of the primary slide may have been demolished by later slumping.

I have been in a position to investigate or assist in the investigation of a large number of landslides. But it has only been possible to determine the probable position of the slip plane in four cases by taking up and examining undisturbed samples of clay (with the piston sampler constructed by John Olsson, cores half a meter long are obtained). The

Fig. 5. The landslide at Björketorp. Unit weight = 1.6. Fineness = 40—60. $r = 2.19$ (the mean figure is the same for all four series of samples as a whole and for the parts of the series above the slip plane).

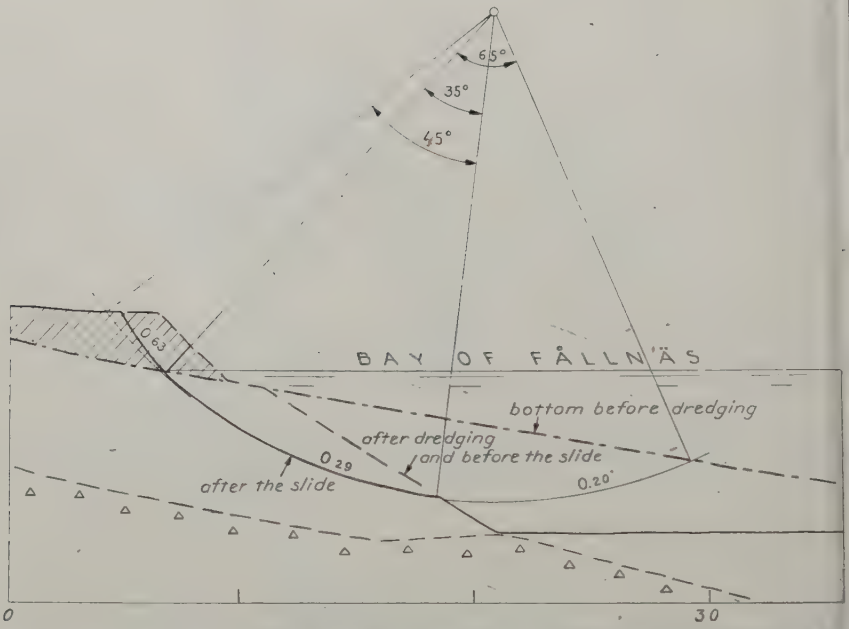


Fig. 6. The landslide at Stora Vika. Unit weight = 1.6. Fineness = 40—60. τ = 0.60. K without interference with the slope (dots and dashes) = 0.20, after dredging (dashes) = 0.29, and after banking up (shaded area) = 0.63.

four instances represent relatively small slides, each of which has taken place on one single occasion, without being divided up into a number of slumps (»terracettes»).

1. Landslide on the Säve River at Torp near the Stockholm—Gothenburg railway line (437.004 km from Stockholm by railway measurement), set in motion by a gardener's tipping rubbish down the river bank.
2. Landslide at Västberga near the Stockholm—Södertälje railway line (6.582 km from Stockholm by railway measurement) caused by tipping rubble from blasting operations on to flat clay soil.
3. Landslide on the Viskan River at Björketorp immediately downstream from the high-road bridge, caused by erosion of the river and set in motion at extreme low water.
4. Landslide at the Bay of Fållnäs in Stora Vika north of the quay, caused by dredging combined with tipping.

The result of the investigations is shown in the sections, Figs. 3—6, and the summary in the form of a table on p. 307.

The shear strength of the clay deposits — designated τ — has been obtained by investigation of piston samples by the cone test, in which τ is obtained as a function of H_3. In computing stability, the radius has been arranged in such a way that the arc cuts the points on the surface and in the series of deposits where sliding has demonstrably taken place.

The shear strength necessary for equilibrium according to computation has been designated the K quotient. In addition, other conceivable slip planes have been calculated, even though no sliding has actually taken place there. In these cases, the K quotient has been put in brackets.

Place	τ t/m²	K t/m²	Factor of safety
1. Torp	2.63	2.51	1.04
	2.97	(2.90)	(1.02)
2. Västberga	1.29[1]	1.31	0.99
		(1.37)	(0.94)
		(1.2:)	(1.00)
3. Björketorp	2.19	2.34	0.93
		2.42	0.91
		(2.81)	(0.78)
	> 2.19	(2.96)	(>0.74)
4. Stora Vika	0.60	0.63	0.95

From this presentation the following conclusions may be drawn:

The factor of safety should clearly be set at rather more than 1.0 in computing slip planes with circular arcs. There is an additional extra safety in the firm layer of the dry crust of the clay on the surface, or of the sand or filling which for the sake of simplicity in the calculations has been included in the arc with the same shear strength as the rest of the arc.

The slide does not always take place along the arc where the factor of safety is lowest according to the calculations.

Consequently it is not certain that a suggested slip plane with a rather lower factor of safety than other suggested slip planes is more dangerous than these.

Nevertheless the instances investigated are a brilliant confirmation of the correctness of the results obtained by computations with slip planes in circular arcs in combination with the cone test.

[1] Not including the dry crust of the clay.

Literature

CADLING, L. and ODENSTAD, S., 1950: The vane borer. An apparatus for determining the shear strength of clay soils directly in the ground. — Proc. Roy. Swed. Geotechn. Inst., No. 2. Stockholm.

CALDENIUS, C. C:ZON och HULTIN, T., 1937: Grundundersökningar i Göteborgs hamnområde. — Tekn. Samf. Handl., 2. Göteborg.

HOLMSEN, G. og HOLMSEN, P., 1946: Leirfall i årene 1940—1945. — Norges Geol. Unders., N:o 167. Oslo.

OLSSON, J., 1925: Kolvborr, ny borrtyp för upptagning av lerprov. — Tekn. Tidskr., 55. Stockholm.

ROSENQVIST, I. TH., 1946: Om leires plasticitet. — Medd. fr. Vegdirektøren, N:o 4. Oslo.

SKAVEN-HAUG, S., 1931: Skjærfasthetsforsök med leire. — Medd. fr. Norges Statsbaner, N:o 6. Oslo.

Statens Järnvägars Geotekniska Kommission 1914—22: Slutbetänkande, avgivet den 31 maj 1922. — Statens Järnvägar. Geotekn. Medd., 2. Stockholm.

WESTERBERG, N., 1921: Jordtryck i kohesionära jordarter. — Tekn. Tidskr., 51. Stockholm.

Notiser

Ludibundus-kalksten, nytt namn för cystidékalken

Av

Valdar Jaanusson

Abstract. For »Cystidean Limestone» (Törnquist 1871, Syn. »*Echinosphaerites* Limestone» of Tullberg 1882, »Older Chasmops Limestone» of Wiman 1907, »Lower Chasmops Limestone» of Thorslund 1938; middle part of Middle Ordovician) the new name *Ludibundus* Limestone (after *Asaphus ludibundus* Törnq.) is proposed.

De flesta avdelningar inom Sveriges ordovicium ha fått sitt namn efter en för resp. avdelning karakteristisk art, t. ex. *Platyurus*-kalk eller *Macrourus*-kalk. I mellanordovicium har dock namnet »Cystidékalk» eller »undre Chasmopskalk» varit i detta hänseende avvikande från andra namn i serien.

En historisk översikt över den ifrågavarande avdelningen har lämnats av Thorslund (1940, s. 7—8). Som en särskild stratigrafisk enhet har denna avdelning först urskilts inom Siljansområdet av Törnquist (1871) under namnet »Cystidékalk». Senare har Tullberg (1882) betecknat likåldriga avlagringar på Öland med namnet »Echinospheritkalk». Wiman (1907) ändrade namnet till »äldre Chasmopskalk», och Thorslund (1938) införde slutligen namnet »undre Chasmopskalk» för samma avdelning.

Intet av dessa namn är dock, som doc. Elsa Warburg först fäst förf:s uppmärksamhet på, lämpligt som beteckning för denna avdelning. De äro icke entydiga, eller också fylla de ej den stratigrafiska nomenklaturens fordringar. Namnet »Echinospheritkalk» är preockuperat, eftersom Fr. Schmidt redan 1881 med samma namn betecknat en stratigrafisk avdelning av annan ålder. »Äldre Chasmopskalk» och »undre Chasmopskalk» äro missvisande, därför att denna avdelning varken är äldst eller underst i *Chasmops*-serien. »Undre Chasmopskalk» har dessutom tidigare uppställts som beteckning för en stratigrafisk enhet inom Oslo-området. Namnet »Cystidékalk» har prioritetsrätt, men är olämpligt som stratigrafisk beteckning. Avdelningen är icke alltid karakteriserad av en rikedom på cystidéer, och dessutom, som redan inledningsvis framhävts, bryter detta namn av mot andra, efter artnamn bildade namn i serien.

Med hänsyn till det ovan anförda, har förf. i samråd med prof. P. Thorslund och doc. E. Warburg funnit det lämpligt att föreslå »*Ludibundus*-kalksten» som nytt namn för lagerföljden mellan *Crassicauda*-kalken och *Macrourus*-kalken. Namnet är bildat efter *Asaphus ludibundus* Törnq., som är en av avdelningens mest karakteristiska arter, i sin vertikala utbredning nästan helt begränsad till denna (har dock i Siljansområdet även blivit funnen i basala lagren av *Macrourus*-kalken), i regel vanligare här än någon annan trilobitart och lätt att känna igen. *Asaphus ludibundus* har på-

visats i *Ludibundus*-kalken inom följande svenska kambro-siluromården: Jämtland (såväl i autokton som allokton, jfr Thorslund 1940, s. 20—68 och 93), Siljansområdet, Östergötland och Västergötland, samt är funnen i block från det sydbottniska (»nordbaltiska») området och Tvären (Södermanland). Dessutom förekommer arten i likåldriga avlagringar i Oslo-området och Ringerike.

Ludibundus-kalken motsvarar Kukruse- + Idavere-etagerna i Estland och 4aβ + 4bα + 4bβ i Oslo-området.

Citerad litteratur

Schmidt, Fr., 1881: Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I. — Mém. Acad. Imp. Sci. St.-Pétersbourg, Sér. VII, 30 (1). St.-Pétersbourg.

Thorslund, P., 1938: i Thorslund, P. and Westergård, A. H.: Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 415. Stockholm.

—, 1940: On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tvären). — Ibid., N:o 436. Stockholm.

Tullberg, S. A., 1882: Förelöpande redogörelse för geologiska resor på Öland. — Geol. Fören. Förhandl., 6. Stockholm.

Törnquist, S. L., 1871: Geologiska iakttagelser öfver den kambriska och siluriska lagföljden i Siljanstrakten. — Öfvers. K. Vet. Akad. Förhandl., 28 (1). Stockholm.

Wiman, C., 1907: Studien über das nordbaltische Silurgebiet. II. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 8 (2). Uppsala.

Om sedimentationens beroende av landisens bottenrörelser

Av

I. och J. Terasmäe

I sin uppsats »Moräns mekaniska sammansättning» framhöll N. G. Hörner (1944, s. 711—712): »Vattensorterat material mellan egentliga moränbädden och hällen har iakttagits flerstädes. Egentlig morän och underlagrande sediment torde vara i stort sett likåldriga (på sina håll graduella övergångar), sedimenten avlagrats under isen, även om denna sedan ibland kan ha skridit fram något över redan avsatta finsediment. Tydligen har understundom åtminstone nära isranden funnits vatten mellan isen med dess morän och den underlagrande berggrunden; det understa fina skiktet tyder på anmärkningsvärt lugnt vatten.»

Under sommaren 1950 ha utöver de av Hörner undersökta och beskrivna lokalerna i Uppsalatrakten med tydligt vattensorterade sedimentskikt under morän (cf. fig. 1) iakttagits andra skärningar med likartad lagerföljd.

Särskilt de i samband med vägbygget vid Nåsten, c:a 5 km SV om Uppsala, upptagna skärningarna i moränterrängen visade med all tydlighet det här vanligen decimetertjocka lagret av finare material, huvudsakligen bestående av kornstorleksgruppen mo, under moränen och vilande direkt på den friska, välavjämnade och glaciärrepade hällytan. Moränens understa del var

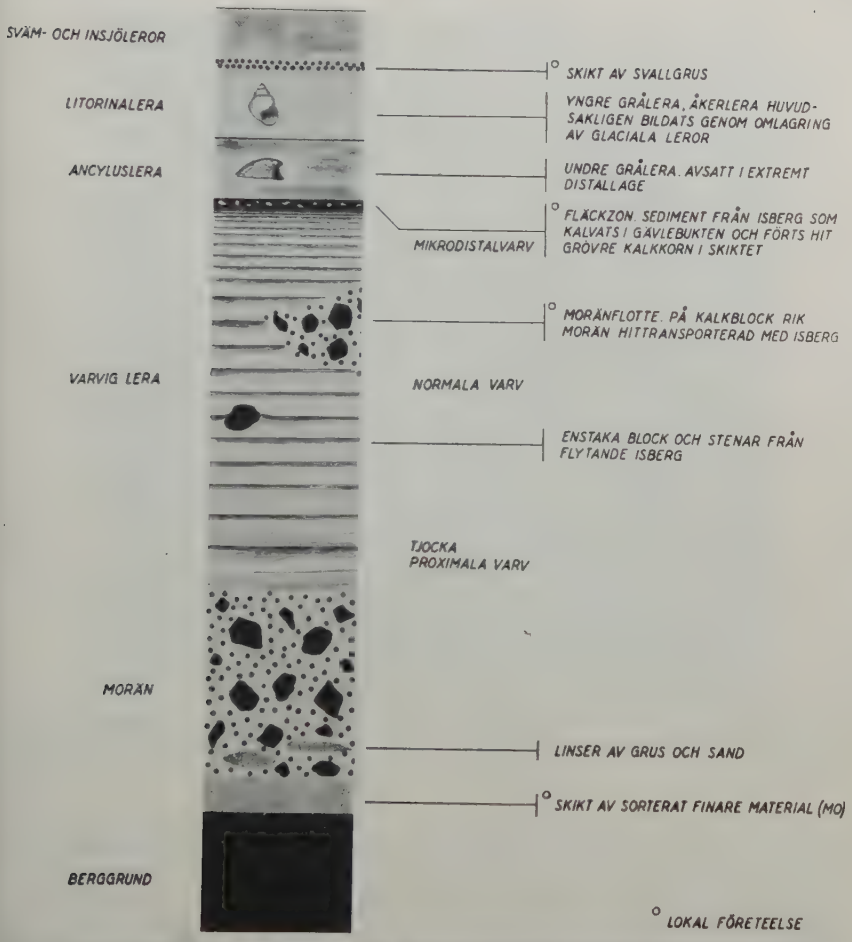

SVÄM- OCH INSJÖLEROR
LITORINALERA
ANCYLUSLERA
VARVIG LERA
MORÄN
BERGGRUND
SKIKT AV SVALLGRUS
YNGRE GRÅLERA, ÅKERLERA HUVUDSAKLIGEN BILDATS GENOM OMLAGRING AV GLACIALA LEROR
UNDRE GRÅLERA. AVSATT I EXTREMT DISTALLAGE
FLÄCKZON. SEDIMENT FRÅN ISBERG SOM KALVATS I GÄVLEBUKTEN OCH FÖRTS HIT
MIKRODISTALVARV
GROVRE KALKKORN I SKIKTET
MORÄNFLOTTE. PÅ KALKBLOCK RIK MORÄN HITTRANSPORTERAD MED ISBERG
NORMALA VARV
ENSTAKA BLOCK OCH STENAR FRÅN FLYTANDE ISBERG
TJOCKA PROXIMALA VARV
LINSER AV GRUS OCH SAND
SKIKT AV SORTERAT FINARE MATERIAL (MO)
LOKAL FÖREKOMST

Fig. 1. Schematisk framställning av de kvartära avlagringarnas stratigrafi i Uppsalatrakten.

rikligt försedd med små linser av sand och grus, ofta visande vacker skiktning. »Moskiktets» betydelse för vattencirkulationen kunde med lätthet konstateras. Medan den i skärningen blottade moränytan var snustorr, sipprade vattnet ymnigt fram från det underliggande moskiktet. Detta var ju också att vänta på grund av den stora skillnaden i permeabilitet.

Ett ypperligt tillfälle till studium av lagerföljden gavs även vid talrika husbyggen i stadsdelen Almtuna. De upptagna skärningarna gingo oftast genom de här relativt tunna postglaciala och glaciala lerskikten och den underliggande moränen ned till berggrunden. Det lätt iakttagbara skiktet av välsorterat material mellan moränen och hällytan visade ett tydligt beroende av topografien. I sänkor och fördjupningar i den mycket ojämna, men dock välslipade berggrunden nådde det flerstädes en mäktighet överstigande

Fig. 2. Övergång från den utomordentligt starkt söndersprucknа leptitberggrunden till morän i en skärning c:a 1 km NV om Broby. Cirkeln markerar platsen för detaljbilden i fig. 3. Skala i dm.

1 m, medan det på upphöjningar i det närmaste utkilade. Härav kan man sluta till att sedimentskiktet med all sannolikhet avsattes i och i viss utsträckning utjämnade mindre ojämnheter hos berggrunden, innan moränen pålagrades.

Det inom kartbladet Säffle förekommande moränmaterialets brist på finare fraktioner, vilken också utmärker moränen i Uppsalatrakten, ville L. von Post (1929, s. 40) förklara på följande sätt: »Som en förklaring till denna moränens egenartade utbildning torde man få tänka sig, att närmast före istäckets bortsmältande dettas kantpartier icke helt legat an mot sitt underlag, utan att ismassan genom lyftkraften i det vatten, vari den slutade, varit lättad, så att mångenstädes mellanrum mellan isen och bergytan uppstodo, genom vilka moränmaterialet singlade ned, och i vilka smältvattnet framkallade en allmän strömning utåt, vars verkan blev det finare moränmaterialets bortförande samt sortering och skiktning av vissa partier av det kvarliggande.»

Av en del till synes motstridiga förhållanden, vilka delvis omnämnas härnedan, framgår, att relationen mellan sedimentation och isens bottenrörelser samt erosion (även under skeden före det slutgiltiga avsmältningsstadiet) varit tämligen komplicerad och underkastad starka växlingar även inom ett ganska begränsat område.

Fig. 3. Detaljbild från den i fig. 2 avbildade skärningen vid Broby. De löst sittande bitarna av berggrunden äro tydligt orubbade av den framskridande isen med dess bottenmorän. Beträffande skalan jfr fig. 2.

På flera ställen har man kunnat påvisa förekomster av morän in statu nascendi (cf. fig. 2 och 3) vid exponerade lokaler, som säkerligen överskridits av isen. Dessa bildningar anser Hörner (1944) kunna vara uppkomna genom pre- eller interglaciala vittringsföreteelser. Det starka inslaget av lokalt material i moränen bevisar däremot en betydande erosiv verksamhet av landisen, och de under kvartärgeologiska exkursioner i Uppsalas omgivningar påträffade pressningsfenomenen (»foliation», cf. G. Lundqvist 1940) i moränen antyda, att denna ej undergått sekundär bearbetning.

Vid försök att klarlägga frågan, huruvida och i vilken utsträckning moränmaterialet blivit ursköljt vid avsättningen, kan det tänkas, att moderna undersökningar av pollen och sporer (samt andra mikrofossil etc.) kunna ge värdefulla tips. De få hittills gjorda undersökningarna över moränens mikrofossilinnehåll äro huvudsakligen utförda i andra sammanhang (för fastställande av sekundärt polleninslag etc.).

De utomordentligt snabba växlingarna mellan finare och grövre material i den klassiska åsprofilen vid Röbo tegelbruk, strax norr om Uppsala (cf. fig. 4), som indicera en snabbt skiftande strömstyrka hos isälven, kunna måhända också sättas i samband med höjning och sänkning av landiskanten.

På grund av de fåtaliga observationerna och problemets uppenbart komplicerade natur måste ovannämnda antydningar ännu anses vara mer eller mindre hypotetiska, men en systematisk undersökning av liknande företeel-

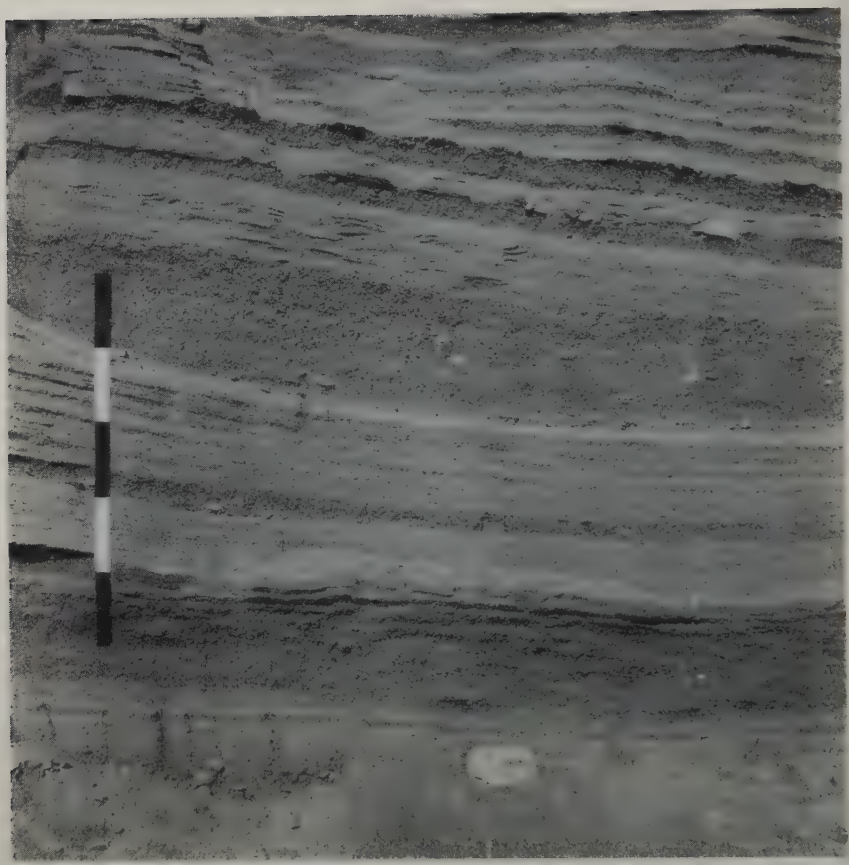


Fig. 4. Skiktningen i den klassiska åsprofilen vid Röbo, strax norr om Uppsala. Skiktningens natur antyder snabbt skiftande strömningsförhållanden vid sedimentationen. Skala i dm.

ser bör säkerligen ge intressanta och upplysande fakta beträffande den mycket aktuella frågan om »till fabric» (cf. C. D. Holmes 1949) inom subakvatiska områden.

Citerad litteratur

Holmes, C. D., 1949: Glacial erosion and sedimentation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 60: 1429—1436.
Hörner, N. G., 1944: Moräns mekaniska sammansättning. — Geol. Fören. Förhandl. 66 (3): 699—720.
—, 1946: Uppsalamoränens finfraktioner. — Ibid., 68 (3): 419—428.
Lundqvist, G., 1940: Bergslagens minerogena jordarter. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 433.
von Post, L., 1929: Kvartära bildningar i Beskrivning till kartbladet Säffle. — Ibid., Ser. Aa, N:o 167.

Ett dubbelt centrifugrör för kvantitativa mineralseparationer

Av

Sture Landergren

Vid rutinarbete med mineralseparationer med tunga vätskor i kombination med centrifugering önskar man i många fall kvantitativt utvinna både den tunga och den lätta fraktionen, exempelvis vid elementfördelningsanalyser. Detta kan vara relativt omständligt, om centrifugeringen utförts i ett vanligt enkelt centrifugrör. Med en enkel anordning kan emellertid denna separationsprocedur snabbt utföras (se vidstående figur).

Ett yttre, c:a 90 mm långt centrifugrör av tjockväggigt glas med 14 mm:s inre diameter förses med ett insatsrör, likaledes av tjockväggigt glas (inre diameter 9 mm och längd 85 mm). Insatsrörets undre del är konisk (c:a 25 mm), och den nedre öppningens diameter är c:a 3 mm. Rörets övre kant är utböjd och vilar på det yttre centrifugrörets, som fig. visar. Det är lämpligt att lägga en liten gummiring mellan de båda kanterna som skydd mot påfrestningar under centrifugeringen.

Mineralseparationen utföres nu på följande sätt: Separationsvätskan hälles i centrifugröret till 1/3—1/2 av rörets längd. Därpå insättes insatsröret försiktigt, så att dess innerväggar ned till vätskeskiktet äro torra. Nu inmatas i insatsröret det för separation avsedda mineralpulvret försiktigt och i små portioner. Pulvret skall givetvis vara siktat till en viss, icke alltför fin kornstorleksklass. Apparaten insättes i centrifugen och centrifugeras några minuter. Den lätta fraktionen har nu samlats i separationsvätskans ytskikt i i n s a t s r ö r e t och den tunga fraktionen på bottnen av det y t t r e centrifugröret. Om nu insatsröret tilltäppes med en gummipropp (eller ett finger), kan man taga ut detsamma från det yttre centrifugröret, och de båda fraktionerna äro nu var för sig tillgängliga för vidare bearbetning.

De angivna rördimensionerna hänföra sig till den apparatur, med vilken jag arbetar. Andra dimensioner kunna givetvis komma i fråga.

Anmälanden och kritiker

Till diskussionen om den subglaciala sedimentationen

Av

Gunnar Vennberg

Sedan förf. redan inlämnat ett referat av sina inlägg i diskussionen efter föredraget vid Geol. Fören:s möte den 1 mars 1951 (se detta häfte s. 328 o. f.), har han mottagit övriga talares i förhållande till de verkliga diskussionsinläggen i vissa fall till en del utvidgade, till en del beskurna referat. Att utvidga referat av diskussionsinlägg synes motiverat, då sakliga, förtydligande synpunkter framföras. För detta har förf. anledning att tacka hrr F. Brotzen, E. Fromm och G. Lundqvist samt fru Ebba Hult De Geer. Hr C. Caldenius ger däremot prov på ett tillägg, som i sin senare del icke kan hänföras till denna grupp.

Hr Lundqvists upplysningar ur fältdagboken torde ej kunna tillmätas större beviskraft än förf:s 8 detaljfotografier och 2 sidor anteckningar över hällarnas (ett 10-tal) inbördes läge och stupning på samma lokal. Med anledning av E. Ljungners vidimering av räfflornas inbördes ålder i Kopparbergs län meddelas, att Ljungner vid ett föredrag av förf. i Lund den 9 febr. 1951 särskilt fäste sig vid och instämde i förf:s tolkning av räfflornas åldersförhållande samt vid senare samtal framfört iakttagelser från NV delen av geol. kartbl. Gävle, som styrka denna uppfattning. (Omnämnandet sker med benäget tillstånd.) Sandegrens allenarådande NNV-räfflor på kartbl. Storvik och förf:s nya, överensstämmande iakttagelser därstädes utgöra en ytterligare bekräftelse.

Till hr Caldenius' inlägg kan fogas, att det är t v i v l e t både på ens egna och andras tolkningar av gjorda iakttagelser, som för vetenskapen framåt. En fastlåst t r o på att »varvig lera» ej kan avsättas subglacialt utan endast extramarginalt, är emellertid det fundament, som all geokronologi synes vila på. Detta fundament är dock endast ett hypotetiskt antagande, som icke bevisats utan vederlagts genom Kuenens (Geol. Fören. Förhandl., 73, 1951, s. 69 o. f.) experiment med »turbidity currents».

I hr R. Sandegrens sakliga inlägg ser förf. ett stöd för den framförda uppfattningen, att det i Gävleområdet gäller att söka fastlägga den mer eller mindre nord—sydliga utsträckningen av de tre områden, som i isavsmältningens successiva slutskeden präglades av isrörelserna från Dalarna och Bottniska viken i deras gemensamma inaktiva slutfas samt den bottniska isen och Dalaisen var för sig.

Hr C.-G. Wenner har i ett tillägg till diskussionen menat sig giva den rätta tolkningen av de subglaciala sedimentens ursprung. Men en del oklarheter kunde ha utelämnats. Det talas om »öppningar mellan landis och bergbranter» och »välvda rum under isen» i st. f. föredr:s ord islakuner, d. v. s. hålrum. Men i sitt inlägg på mötet hävdade hr Wenner, att föredr:s lokal

Grevie snarast fick inordnas bland de lokaler på Västkusten, där moränöverlagringen åstadkommits genom en isoscillation. På förf:s replik, att den gotiglaciala ej kunde komma i fråga, svarade hr Wenner, att han i fallet Grevie avsåg en isoscillation, som föregick den gotiglaciala. I hr Wenners senare tillägg upplyses förf. däremot om att »till de subglaciala sedimenten höra . . . det av föredr. nämnda men ej närmare beskrivna s. k. subglaciala deltat vid Grevie». Att det icke endast är ett påstående, när förf. hävdar, att hr Wenner ändrat åsikt, bevisas därav, att hr Wenner i sin inledning säger »vi» och alltså i sin uppfattning även innesluter hr Caldenius, som yttrade sig före hr Wenner. Hr Caldenius hänför ju också hr Wenner till den grupp, som helt vederlade förf:s subglaciala tolkningsförsök, och detta visar, att förf. ej missuppfattat hr Wenner (utan fattat dennes inlägg på samma sätt som hr Caldenius), när förf. påstår, att hr Wenner i sitt inlägg på mötet hävdade, att moränöverlagringen vid Grevie och på läsidesbildningarna i Bohuslän åstadkommits genom isoscillationer. Ett ytterligare stöd härför är, att i inläggen efter hr Caldenius' föredrag (Geol. Fören. Förhandl., 72, 1950, s. 243—244) hr B. Asklund var den ende, som tydligt tog parti för I. Hesslands tanke om de bohuslänska lämoränernas subglaciala utformning. Hr Asklund (ej innefattad i gruppen Caldenius) var också den ende, som uppmärksammade förf:s förklaring till den subglaciala erosionens och sedimentationens omfattning i Bohuslän, nämligen Skagerackdjupets länge kvardröjande ismassa. Inom detta område ligger i denna kvardröjande ismassa förklaringen till att de subglaciala sedimenten härstädes — och i allmänhet — domineras av finmo, grovmo eller mellansand, svarande mot det subglaciala vattnets ringa strömningshastighet och alltså ringa nötning av de enstaka, kantiga stenarna i sedimenten. Denna motivering framfördes också i föredraget. Alltså bortfaller Caldenius' s. a. s. negativa bevis för att »skiktningen m å s t e (spärrat av förf.) ha uppkommit genom att materialet rullat, fallit eller rasat ut».

Att tillmäta sin egen iakttagelse av ett cm-tjockt, c:a 20 m² täckande lerskikt så stor betydelse synes opåkallat. — Tror hr Wenner, att eventuella inlägg mot hr Wenners lerskikt skulle framförts med sådan intensitet, som kom förf:s lervarvsiakttagelser i Gävleområdet till del?

Beträffande hr Wenners synpunkter på Kalixpinnmons bildningsbetingelser skulle förf. vilja fråga: Vad ägde rum, då isen första gången smälte bort, och varför icke kalla moavsättningen »marginalt subglacial» i st. f. »infraglacial»? Vad är det, som bevisar, att ismassan flutit fram på vattnet och »till sist kommit att vila på sedimenten»? En framträngande is ger icke ett enhetligt moigt sediment anhopat i kullar över så stora arealer, som det är fråga om i Norrbotten. Varför »påträffas ofta en bädd av finare mo» ovanpå grovmo och mellansand? Var det den minskade »infraglaciala» genomströmningsarean vid isens framryckning, som gav en lägre strömningshastighet, vilken plötsligt slog om till en högre, när isen kom att ligga an mot sedimenten?

Däremot talar just »sedimentens stora fasthet» för att mon är subglacialt avsatt. Särskilt ett sediment med enhetlig kornstorlek får ej någon fasthet alltigenom enbart genom statiskt tryck. Först genom en obetydlig isrörelse och alltså ett tryck utövat samtidigt med den successiva avsättningen (jfr vibrometoden) erhålles den tätaste packningen. En isframstöt, som åstadkommit störningar endast i de övre delarna av sedimentpacken, kan ej förklara fastheten i de ostörda, undre nivåerna av denna.

Då hr Fromm och förf. beträffande samma lokaler, Nikkala (VSV om Haparanda) och Niva (S om Skogskärr), hävda marginal grusavsättning och oscillation resp. subglacial grusavsättning, vill förf. endast säga, att gränsytan mellan grus och ovanliggande morän på de visade fotografierna från Nikkala är knivskarp, men gränsytans speciella utformning kan förf. likväl ej se som en följd av en isframstöt. Att de långsmala stenarnas inriktning överensstämmer med den yngsta räffelriktningen i trakten, säger ej mer om en ny isframstöt än varje annan ändrad räffelriktning.

För Kalixpinnmons alternativa, subglaciala sedimentation under en avsmältande shelfis (alltså ej »infraglacialt» under en framflytande is) skulle tala »sparsamma spår» av diatomacéer. Förf. noterar med tacksamhet detta sakliga tillägg. Branders (Bull. Comm. géol. Finl., N:o 128, 1943) synpunkter ha nog också sitt värde, liksom det faktum, att lagringen i de topografiskt tydligt avgränsade Kalixpinnmokullarna ofta är ostörd och utformningen alltså ej kan förklaras som en följd av sedimentation under en shelfis.

Hr Brotzen menar, att moränöverlagringen på lokalen Grevie kommit till stånd vid isens första framstöt eller genom en oscillation (»moränen upptog stora delar av sedimentet»). Dessa möjligheter kunna av istektoniska och topografiska skäl uteslutas. Kan man av stötborrprov draga några i detalj gående slutsatser om strukturen hos och sammansättningen av övergångsskikten mellan en morän och ett luckert sediment? Frågan om »sambandet mellan moränens blockmaterial och räfflornas riktning» berördes ej i föredraget.

Den utanför isranden i Gävleområdet i det här c:a 100 m djupa Yoldiahavet avsatta varviga leran skulle genom havets bottenfrysning blivit fast och strax därefter i fruset tillstånd av en isframstöt bringats i växellagring med morän, så att anordningen med proximala varv nederst och distala varv överst bibehållits. Tolkningen synes förf. mer fantastisk än påståendet, att leran sedimenterade mellan isen och berggrunden. Förf. avsåg däremot att med sin skiss försöka visa lerans möjliga avsättning ovanför bottenmoränen och i genom smältvattenerosion och »Scherbewegung» (i skikten mellan morän och renare is) utbildade horisontella fickor i istunnelns sidoväggar. Hr B:s sista mening ger anledning till frågan, om det är vetenskapligt korrekt att hävda interstadialer och isoscillationer, som styrkas endast av f o s s i l f r i a sediment (inbegripet fossil i sekundärt läge) men motsägas av terrängformer, sedimentutbildning, räfflor och allmänna, dynamiskt-glaciologiska betingelser. Frågan om den subglaciala sedimentationens betydelse framföres sålunda av förf. endast för att hävda isrörelsernas kontinuitet — ett glaciologiskt faktum.

I anslutning till fru Hult De Geers inlägg vill förf. blott meddela, att fotografierna visande växellagringen mellan morän och »varvig lera» tagits i ostsidan av Möklintaåsen, c:a 70 km SSV om Gävle, samt att »bottenvarvens» mäktighet ej överstiger 2 cm.

F. Raaz und H. Tertsch: Geometrische Kristallographie und Kristalloptik und deren Arbeitsmethoden. Zweite, verbesserte Auflage. Springer-Verlag. Wien 1951. 215 + X s., 260 fig.

Professor Franz Raaz, författare till den kristallografiska delen av denna bok, har under sin vistelse i Sverige 1947/48 gjort sig känd såsom en mycket skicklig föreläsare med den sällsynta förmågan att på ett enkelt och lättbegripligt sätt klargöra de mest komplicerade problem. Vid genomläsning av den av honom författade delen blir man styrkt i sin uppfattning, att denna hans förmåga sträcker sig även till skriftliga framställningar. Professor Raaz har lyckats skriva en lärobok i den elementära geometriska kristallografien, som trots sin korthet är lättläst och innehåller allt väsentligt för studerande i mineralogiska och geologiska ämnen. Den är en av de få, på tyska skrivna läroböcker, vari inversionsaxlar ha kommit till sin rätt. Man glädjer sig åt den av Raaz använda systematiken för kristallklasser enligt Tschermak-Becke. Detta system är i sin enkelhet mycket mera logiskt än de flesta andra och anknyter bättre till de på sista tiden mycket aktuella Hermann-Mauguin-symbolerna. Med förf. får man beklaga, att det ej varit möjligt för honom att komplettera denna andra upplaga. Det skulle behövas en hel del små ändringar och kompletteringar, även skulle det varit nyttigt att utvidga kapitlet om kristallstrukturen.

Förf. till den kristalloptiska delen är professor Hermann Tertsch, en sedan många decennier genom sina viktiga arbeten i fysikalisk och geometrisk kristallografi vida känd forskare. Den av honom författade delen behöver ingen närmare presentation (jfr ref. i Geol. Fören. Förhandl., 72, 1950, s. 103—104). Det bör endast framhållas, att de av honom givna definitionerna på kristalloptiska begrepp utmärka sig för stor precision och klarhet. Utan långa förklaringar har han lyckats på det kortaste tänkbara sätt ge en sammanhängande och framför allt lättbegriplig framställning av ämnet. Fastän den kristalloptiska delen liksom första delen av boken är avsedd som ett elementärt hjälpmedel vid övningar i ämnet, komma även avancerade läsare att i densamma upptäcka ett och annat av stort intresse.

I sin helhet kan boken betecknas som en utmärkt, pedagogiskt väl upplagd lärobok och bör varmt rekommenderas åt alla, som med framgång vilja studera grunderna i geometrisk kristallografi och kristalloptik.

Otto Mellis

Alexander N. Winchell with collaboration of Horace Winchell: Elements of optical mineralogy. Part II. Descriptions of minerals. Fourth edition. John Wiley and Sons. New York 1951. XVI + 551 s., 427 fig. Pris $ 12.50.

Andra delen av det för mineraloger och petrografer välbekanta uppslagsverket: »Elements of optical mineralogy» har utkommit i en ny upplaga. Det är redigerat av Alexander N. Winchell i samarbete med Horace Winchell. Detta band, som utgör den rent deskriptiva delen, har blivit väsentligt utökat och omarbetat, beroende på den stora mängd nya rön, som gjorts inom mineralogien under den tidrymd, som förflutit, sedan föregående upplaga utkom (1935).

Klassifikationen av mineralen är omredigerad med hänsyn till den ökade kännedomen om mineralens struktur och kemiska egenskaper, som erhållits genom de senaste decenniernas röntgenkristallografiska undersökningar. Dispositionen har vunnit i reda genom uppdelningen efter generella kemiska formler av typen AX, AX_2, AX_3, o. s. v., där A och X beteckna kat- resp. anjoner. Den av Bragg m. fl. uppställda silikatklassifikationen har utsträckts att gälla alla silikat, i den mån deras struktur är känd.

Man noterar med tillfredsställelse, att strukturella data ha angivits för de olika mineralen i den nya upplagan, vilket är av stort värde med hänsyn till de röntgenkristallografiska undersökningarnas stora betydelse för all mineralogisk forskning.

Texten åtföljes av icke mindre än 427 illustrationer, av vilka 120 äro diagram, som åskådliggöra sambandet mellan kemisk sammansättning och fysikaliska, speciellt optiska, egenskaper hos mineralen. Utvecklingen på detta område illustreras genom den snabba ökningen av antalet diagram av denna typ i de 4 hittills utgivna upplagorna av detta arbete. Sålunda förekommo i 1:a upplagan endast 2 diagram. I 2:a upplagan hade antalet vuxit till 39, i 3:e upplagan till 56 och slutligen nu i 4:e upplagan till 120 diagram.

Genom den ökade kännedomen om mineralens struktur och därav betingade egenskaper har den av A. N. Winchell alltid hävdade uppfattningen alltmer bestyrkts, att mineralen äro att betrakta som led i isomorfa blandningsserier. Mineralen ha endast undantagsvis fixerad kemisk sammansättning. I regel kan en substitution av joner med likartade egenskaper ske i kristallgittret med endast smärre modifikationer av detta.

Såvitt recensenten har kunnat bedöma vid en flyktig granskning, förefaller det, som om tryckfel och felaktigheter äro relativt sällsynta.

Som uppslagsverk för data rörande mineralens fysikaliska egenskaper torde boken vara av speciellt stort värde för mineraloger och petrografer vid mineraloptiska undersökningar.

Olof Gabrielson

Friedrich Leutwein: Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens. — Arch. f. Lagerstättenforschung, Heft 82. Akademie-Verlag. Berlin 1951. 44 s., 22 tab. Pris DM 10.50.

Arbetet är — som titeln anger — en geokemisk studie över elementfördelningen i Thüringens alun- och kiselskiffrar av gotlandisk ålder. Några närmare stratigrafiska uppgifter lämnas icke, utan läsaren hänvisas till befintlig litteratur. Förf. ägnar sin uppmärksamhet åt fördelningen av sedimentens mikroelement, och han redovisar ett stort antal intressanta analytiska data för Ba, Sr, Mn, Ti, Cu, Zn, Ni, Cr, V, Mo och Ga. Åt guldhalten ägnas ett särskilt kapitel. I ett bihang lämnas en redogörelse för den använda spektrokemiska analysmetodiken och för några kemisk-tekniska experiment för utvinnande av vanadin- och molybdenhalterna.

Efter en kortfattad inledning om alun- och kiselskiffrarnas petrografi övergår förf. till en detaljbeskrivning av mikroelementens fördelning i de undersökta profilerna med inemot 1 000 analyser. Varje profil redovisas i en analystabell. Vidare finnas tabeller över den statistiska fördelningen av de

diskuterade elementen och slutligen en tabell över mikroelementens medelhalter i området.

Det elementurval, som förf. valt att diskutera, är intressant. Företrädesvis ägnas uppmärksamheten åt de två för havets biogena processer signifikativa metallerna vanadin och molybden, vilkas halter äro så relativt höga, att en teknisk utvinning av dem diskuteras. Vidare tages fördelningen av de svavelbundna metallerna (Fe, Ni, Cu och Zn) upp till behandling och slutligen sådana grundämnen, exempelvis Cr, Ti och Mn, som indicera variationer i pH och redoxpotential i mikroelementens utfällningsmiljö, som enligt förf. växlar mellan sapropel och gyttja. Ref. saknar fosfor bland de diskuterade elementen. Det är visserligen riktigt, att det icke finnes något allmängiltigt samband mellan vanadin- och fosforhalterna i de marina sedimenten, som Josts bekanta undersökning visat, vilken förf. åberopar, men icke desto mindre ha fosforhalterna i marina sediment ett stort intresse.

Genom jämförelser med elementfördelningen i en del andra — företrädesvis tyska — marina lerskiffrar anser förf., att mikroelementens inbördes proportionering är påfallande lika. Detta gäller även de absoluta halterna för vissa grundämnen.

Av intresse är förf:s iakttagelser över vittringens inverkan på elementfördelningen. De oxidationsprocesser, som leda till »avkolning» av skiffrarna, medföra endast en obetydlig inverkan på vanadin- och molybdenhalterna. Vid tilltagande oxidation är det främst de svavelbundna metallerna, som minska i halt, medan V och Mo endast obetydligt påverkas. Vid jordmånsbildningen däremot sker en betydande urlakning av flertalet mikroelement.

I ett följande kapitel ingår förf. på frågan om hur mikroelementen i skiffrarna äro kemiskt bundna. Förf. utgår härvid från Goldschmidts välkända schema över jonernas förhallande i lösning, som är en funktion av jonradie och laddning. Förf. menar med rätta, att de vanliga kristallkemiska fördelningslagarna icke enbart gälla, utan man måste jämväl räkna med andra anrikningsfaktorer. Något principiellt nytt framkommer knappast ur den förda diskussionen, som emellertid är logisk och klar och långt ifrån ointressant. Det kan vara värt att nämna några data om kolets roll som adsorbens. Vid en flotationsanrikning av kol visade det sig, att vanadinhalten i den kolanrikade produkten hade märkbart nedgått. Däremot voro järn, nickel, guld och molybden betydligt anrikade. Förf. tillskriver också kolet den största betydelsen för guldanrikningen i alunskiffrarna.

I kapitlet om spårelementens härkomst diskuteras ingående havsvattnets och de däri levande organismernas bidrag till anrikningen av mikroelementen i skiffrarna. Med intressanta data hämtade ur Kalles arbete: »Die Stoffhaushalt des Meeres» visar förf. de betydande anrikningsfaktorerna för bl. a. vanadin, zink, koppar och järn genom organismernas verksamhet. Med ledning av uppskattade värden för mängden organismer pr kvcm och år beräknar förf. den årligen utfällda metallmängden, som för vanadin är 0,0003 mg pr kvcm och år. Med ledning härav söker förf. beräkna bildningstiden för de thüringska skiffrarna. För en mäktighet av 10—50 m beräknas en avsättningstid av 10—50 millioner år. Denna beräkning står i nöjaktig överensstämmelse med Holmes' på annat sätt utförda beräkningar över Nordamerikas senordovicium och överdevon.

Förf. ägnar vidare uppmärksamhet åt frågan om den gotlandiska vulkanismens inverkan på fördelningen av mikroelementen i de thüringska skiff-

rarna, emedan — som förf. hävdar — åsikter emellanåt framkomma, att vulkaniska eller andra hydrotermala processer medföra en anrikning av de av förf. diskuterade mikroelementen. Nåja, här använder väl förf. större våld än vad nöden kräver, när han bestämt avvisar en dylik inverkan. Det är väl ingen vettig forskare numera, som tror på en hydrotermal tillförsel av exempelvis vanadin i samband med vulkanism!

I ett bihang redogör förf. för den använda analysmetodiken. Om denna är ingenting annat än gott att säga. Den kombination av spektralanalytiska och kemiska metoder, som förf. tillämpat, synes väl fylla sitt ändamål, både beträffande snabbhet och noggrannhet. Det finnes måhända bättre och nyare spektrokemiska förfaringssätt, som kunna komma i fråga, men det rubbar icke ref:s intryck, att den analytiska undersökningen är ett gott arbete.

Slutligen redogöres för några teknisk-kemiska experiment för utvinning av vanadin och molybden ur skiffrarna. Förf. anser, att man genom klorering och destillation kan utvinna metallerna i fråga med ett utbyte av 80—90 %. De undersökta skiffrarnas genomsnittshalter äro: vanadin 700, molybden 250, nickel 60, krom 30 och guld 0—0,2 gr/ton.

Ref. vill beteckna Leutweins arbete som ett mycket värdefullt och intressant bidrag till den icke alltför rikhaltiga litteraturen om de marina sedimentens geokemi.

Sture Landergren

W. Petrascheck und W. E. Petrascheck: Lagerstättenlehre. Ein kurzes Lehrbuch von den Bodenschätzen in der Erde. Springer-Verlag. Wien 1950. VIII + 410 s., 233 fig. Pris häftad $ 8: 40, inb. $ 9: —.

Denna bok om mineralfyndigheternas geologi är närmast avsedd som läro bok och ej som handbok. På ett relativt begränsat utrymme har det lyckats förff. att åstadkomma en av de bästa översikter av ämnet, som hittills publicerats. Med hänsyn till den publik, som boken i första hand är avsedd för ägnas visserligen ett, i förhållande till deras betydelse, stort utrymme åt de centraleuropeiska fyndigheterna. Något som emellertid gör boken särskilt värdefull, är förff:s goda redogörelser för fyndigheter på Balkan och innanför »järnridån». Detta och det faktum, att förff. äro kanske de bästa nu levande kännarna av dessa fyndigheter väster om »linjen», uppväger mer än väl den något knapphändiga behandlingen av fyndigheter i anglosaxiska länder, där uppgifter om dessa senare lätt kunna erhållas ur motsvarande amerikanska eller engelska läroböcker. I jämförelse med dessa har boken en bättre framställning av fyndigheternas tektoniska förhållanden, och den lider ej av liknande, särskilt tyska, publikationers »Wissenschaftlerei» vid behandling av genetiska problem. Däremot äro de ekonomiska uppgifterna (genomsnittshalt, reserver, produktion) ej alltid tillfredsställande, vilket även gäller de av W. Hagen (Berlin) upprättade tabellen över mineralproduktionen i de viktigaste länderna 1948, som bifogas i slutet av boken. Så har exempelvis järnmalm i motsats till andra malmer ej omräknats till metall, ej heller har Sveriges, även ur internationell synpunkt, förhållandevis stora gruvproduktion av zink, bly och svavelkis observerats. Även mindre volframproducenter än Sverige ha medtagits.

Avdelningen malmfyndigheter (W. E. P., 167 s., 106 fig.) omfattar en allmän del, fyndighetsbeskrivningar ordnade efter metaller och en del om prospektering och värdering av fyndigheter. Här skall särskilt framhävas det utmärkta kapitlet om krom samt beskrivningen av Joachimsthal. I avdelningen om industriellt användbara mineral, sten- och jordarter (W. P., 66 s., 20 fig.) äro beskrivningarna av grafit-, magnesit- och lerfyndigheter särskilt goda. Saltfyndigheter avhandlas på 24 s. (23 fig.) av W. E. P. Då Wilhelm Petrascheck är en av de förnämsta kolforskarna, har den sista avdelningen om fossila bränslen (137 s., 84 fig.) blivit mycket god.

Efter varje kapitel följer en kort litteraturförteckning. Boken är mycket förnämligt utstyrd.

Josef Eklund

Roland Brinkmann: Emanuel Kayser's Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. Siebente, verbesserte Auflage. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart 1950. VIII + 296 s., 196 fig. Pris häftad DM 23: —, inb. i hellinnebd DM 25: 80.

Emanuel Kaysers lärobok i geologi har både i sin ursprungliga gestaltning och i de Brinkmannska bearbetningarna flitigt studerats vid mellaneuropeiska universitet och högskolor. I Skandinavien och Finland har den dock haft svårt att hävda sig i konkurrensen med den mera nordiskt inriktade Geologiens grunder, men genom sin rediga uppställning och sitt goda illustrationsmaterial har den ändå tillvunnit sig viss uppmärksamhet.

Första bandet, det som anmälaren nu haft i sin hand, ger en förträfflig, om ock ibland något sammanpressad översikt av den allmänna geologien. Bilderna äro i regel väl valda och uttrycksfulla. I fotografierna framträda kontrasterna bra. Diagram och teckningar ha utförts med smak och omsorg. Undantag från det nu sagda finnas väl, t. ex. den grötiga seismiska kartan på s. 143, men undantagen äro lyckligtvis så få, att de på intet sätt störa det goda helhetsintrycket.

Någon närmare granskning av texten skall icke anmälaren belasta denna recension med. Ett par kritiska anmärkningar kunna dock knappast undvikas efter de allmänna lovord, som läsaren fått taga del av i det ovanstående. För det första äro litteraturhänvisningarna alltför ensidigt inriktade på tyskspråkig litteratur, varigenom lärobokens räckvidd åt väster sannolikt även framdeles blir lika obetydlig, som den redan varit. Ensidigheten i litteraturval är beklaglig också ur skandinavisk undervisningssynpunkt, särskilt med tanke på bokens stora lämplighet i övrigt som introduktion till den allmänna geologien.

Den andra anmärkningen gäller vissa avsnitt, där i vår tid särskilt uppmärksammade forskningsgrenar beröras. Jag tänker då bland annat på oljegeologien och geokemien. Visserligen lämna bokens 296 sidor icke plats för några utsvävningar i ord. Men litet mer än gamla skorpor kunde väl ändå läsaren fått sig till livs. Bland de sju anförda geokemiska arbetena finns heller intet, som är yngre än 1936. V. M. Goldschmidts berömda »Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente» saknas, medan av någon svårutgrundlig anledning W. Nolls mera specialbetonade »Geochemie des Strontiums» fått komma med. Må nu vara, att en kortare sammanfattning av geokemien med

Goldschmidt som författare citeras, men den sammanfattningen är å andra sidan icke den nyaste och icke heller den bästa, som Goldschmidt skrivit.

Betydelsen av de nu framförda anmärkningarna skall emellertid icke överdrivas, och anmärkningarna skola framför allt icke avhålla någon studerande från att köpa boken. Läs än en gång, vad jag skrivit i recensionens inledande partier!

Per H. Lundegårdh

Robert Helbling: Studies in photogeology in connection with geological mapping in Switzerland, specifically of the Tödi Range. Published under commission by the Federal Institute of Technology in Zurich (Eidgenössische Technische Hochschule) by Robert Helbling with added contributions by C. F. Baeschlin, H. Härry and J. Krebs. Translated by N. E. Odell. Art. Institut Orell Füssli A.-G. Zürich 1949. 137 s., 13 text-fig., 7 pl. Även en tysk upplaga.

Boken innehåller en sammanfattning av schweizarnas pioniärarbeten i fotogeologi. Förf. är en föregångsman på området, och han har här associerat sig med tre rådgivande auktoriteter, varför arbetet betecknats som ett teamwork. Det är icke till salu i allmänna handeln; det är skrivet endast för experterna på området och — vilket flerstädes kommer fram — för att göra reklam för schweiziskt arbete. Början göres med en kort historik, men huvudparten av boken ägnas givetvis metodiken (kameror, fototeodoliter och autografer med principer för deras konstruktion). Stora och tydliga bilder, foton och ritningar, illustrera texten.

Allt detta är givetvis av största betydelse för yrkesmännen, men det ligger litet på sidan av vad geologerna behöva veta. För deras behov finnas emellertid flera specialkapitel, vilka kunna läsas med största intresse och behållning. Det är icke möjligt att redogöra för alla kapitlen, men däremot är det här av en viss betydelse att omtala, vad förf. menar med fotogeologi. Det är fritt översatt: allmän landundersökning, geomorfologi, geografi, glaciologi, undersökning av områden med lösa jordlager (kvartärgeologi), hydrologi, marklära och geoteknik i vidsträckt mening, skogar och agrogeologi, kraftverksanläggningar, järnvägs- och brokonstruktioner, arkeologi, stadsplanering m. m. Man måste nog säga, att begreppet fotogeologi är generöst fattat. I varje fall noteras av en läroboksförfattare med tillfredsställelse framhållandet, att det är lättare för folk att förstå geologiska profiler än plankartor. Förf. diskuterar fotogeologisk kartläggning av olika områdestyper (massformiga och skiffriga områden, skogstrakter, starkt brutna former). När det gäller sådana stora branter, som Schweiz inrymmer i myckenhet, där kurvorna bli för sammanträngda, kan man studera formerna lättare med snedbilder eller en parallellförskjutning av kurvorna. Det är naturligtvis ej endast frågan om fotogeologi från luften, även markarbete ingår i de metodiska redogörelserna. Bland dessa fäster jag mig särskilt vid glaciärundersökningarna. Med den fotogrammetriska metoden får man exakta uppgifter om glaciärernas både hastighet och ytföränd ringar på ett vida bekvämare och säkrare sätt än det, som t. ex. Axel Hamberg på sin tid tillämpade med växlande framgång i Sarek (blockrader, som genom att glida utför glaciären förryckte resultaten).

På slutet komma redogörelser för speciella fotogeologiska arbeten i Nya Guinea och i Schweiz, två länder, vilka ur den föreliggande metodikens synpunkt äro skilda som natt och dag. I förbigående kan inskjutas, att litteraturuppgifterna visa, att metoden kommit till användning särskilt i oljegeologien. Det var också sådana arbeten, som avsågos i Nya Guinea. Där gällde det för oljebolaget Bataafsche Petroleum Mij. att hastigt få en rekognoscering av oljemöjligheterna inom de 10 000 000 har, över vilka bolaget hade prospekteringsrätt. Företaget syntes nog hopplöst, då området till stor del intages av tropiska regnskogar och kärr (jfr Sten Bergmans flygbilder därifrån!). Men snart visade det sig, att man trots detta kunde få en ganska god bild av morfologien och därigenom också av bergarter och tektonik. Det möjliggjordes av de till 60 % övertäckande stereoflygbilderna. Geologen fick därigenom kartor och många geologiska data, redan innan han satt sin fot inom området. Kartorna äro i skalan 1: 40 000.

De fotogeologiska arbetena i Schweiz behandlas och belysas med storartade kartor och profiler. De förra äro bl. a. i skalan 1: 25 000 och med höjdkurvor för var 40:e meter. Exemplen äro från Östra Tödiryggen, ett område beläget SO om Vierwaldstättersjön och Rhenkröken upp mot Bodensjön. Dessa blad i 1: 25 000 ha fotograferats ned till 1: 100 000 och jämföras direkt med den officiella topografiska kartan i samma skala. Denna är ritad med backstreck, fotokartan med höjdkurvor. De båda metodernas förespråkare kunna här göra direkta jämförelser.

Arbetet avser, som redan inledningsvis nämndes, tydligen reklam för schweiziska metoder och instrument. Det är också en metodisk orientering för den, som vill sätta sig in i fotogrammetriens möjligheter.

G. Lundqvist

Richard Kräusel: Versunkene Floren. Eine Einführung in die Paläobotanik. Verlag Waldemar Kramer. Frankfurt am Main 1950. 152 s., 28 textfig., 64 pl. Pris inb. DM 9: 50.

Trots de ogynnsamma världshändelserna ha ett ovanligt stort antal läroböcker eller sammanfattande framställningar av paleobotanikens resultat sett dagens ljus efter 1939, en naturlig följd av de snabba framstegen inom denna vetenskap under de senaste årtiondena. För Sveriges del kunna vi härvidlag tänka på prof. Halles utmärkta framställning av »De utdöda växterna» i »Växternas liv» (avslutad 1940), som bl. a. användes vid studier i botanik och historisk geologi för fil. lic.-examen.

Antalet utländska läroböcker i paleobotanik, som utkommit under nämnda tidrymd, uppgår till mer än ett halvt dussin; en god elementär framställning av ämnet för tyskspråkig publik har dock länge saknats. Potonié-Gothans stora lärobok är nu 30 år gammal, och i och för sig värdefulla arbeten av mera speciell inriktning ha ej kunnat upphjälpa bristen. En nybörjarbok har alltså här en verklig mission att fylla.

Det må från början sägas ifrån, att prof. Kräusels »Versunkene Floren» — med undertiteln »Eine Einführung in die Paläobotanik» — snarare är en populär framställning av växtvärldens geologiska historia än en lärobok i egentlig mening. I ett inledningskapitel presenteras olika bevaringstillstånd för fossila växtlämningar, och växtsystematikens grundfakta rekapituleras.

Efter ett kort avsnitt om de lägre växterna följer så bokens huvuddel, skildringen av kärlväxternas geologiska utveckling, som omfattar 85 sidor. En redogörelse för några viktigare fylogenetiska frågor avslutar arbetet.

Vid skildringen av växtvärldens geologiska historia har det varit nödvändigt för framställningens kontinuitet inom huvudavsnitten att låta dessa svara mot resp. paleofytikum, mesofytikum och kenofytikum, i stället för att strikt följa den gängse, på djurvärldens omvandlingar baserade geologiska tidsindelningen. De stora omvälvningarna i djurvärldens sammansättning infalla som bekant ej samtidigt med liknande förändringar inom växtvärlden utan föregås av dylika. Naturligt nog har karbontidens växtvärld erhållit den fylligaste behandlingen; tertiären behandlas mycket summariskt med några tyska floror som huvudexempel. Även kvartären behandlas kortfattat.

Illustrationsmaterialet är synnerligen rikligt (64 planscher) och av god kvalitet. Man återfinner ej blott välkända, viktiga avbildningar utan även åtskilligt nytt, med handbokslitteraturen ännu ej införlivat material, bl. a. ur prof. Kräusels egna skrifter. Svenska författare äro väl representerade; sålunda ingå t. ex. bilder från Florins stora konifermonografi. Kapitlet om tertiärtidens floror har lämnats helt oillustrerat. Då ej mindre än 11 rekonstruktioner av landskap från stenkolstiden medtagits, borde plats kunnat beredas också för någon från brunkolens bildningstid. Det är vidare ägnat att beklaga, att planscher och planschtext skilts från varandra samt placerats i slutet av boken, då arrangemanget avsevärt besvärar vid läsningen. Förmodligen har detta dock betingats av kostnadsskäl. Inadvertenser i korrespondensen mellan textens bildhänvisningar, planscher och planschförklaringar ha observerats.

Genom att framställningssättet i prof. Kräusels bok är kronologiskt i stället för att som i flertalet paleobotaniska läroböcker ha baserats på växternas system, torde arbetet vara lämpligare som en introduktion till paleobotaniken för geologer än de flesta andra utländska framställningar av paleobotanikens resultat. Härtill kommer, att skildringen ej tynges av onödigt detaljerade beskrivningar av strukturbevarat material av blott botaniskt specialintresse. Texten är både koncentrerad och lättläst, och man måste sluta med att konstatera, att förf. har lyckats väl med uppgiften att framställa sitt ämne på ett intresseväckande sätt.

Britta Lundblad

Mötet den 1 mars 1951

Närvarande 46 personer.

Ordföranden, hr E. Norin, öppnade mötet och meddelade, att tryckeriet på grund av bristen på kompetent personal ej medhunnit färdigställandet av häfte 1, 1951, av Förhandlingarna till kvällens möte. Häftet väntades föreligga färdigt först den 3 eller 5 mars.

Till ny ledamot av Föreningen hade styrelsen invalt amanuensen vid Paleontologiska institutionen i Lund, fil. stud. Jarl M. von Feilitzen, föreslagen av hr G. Troedsson.

Till tryckning i Förhandlingarna hade styrelsen antagit följande arbeten:

G. Arrhenius: En metod för diskriminering mellan ursprunglig och omlagrad organisk substans i unga subakvatiska sediment.

V. Jaanusson: *Ludibundus*-kalksten, nytt namn för cystidékalken.

Styrelsen hade beslutat inleda publikationsbyte med Instituto de Estudios Pirenaicos i Zaragoza, Spanien (underställt Consejo Superior de Investigaciones Cientificas). I utbyte mot Förhandlingarna skall institutet sända sin halvårsvis utkommande tidskrift »Pirineos».

Revisionsberättelse över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1950 upplästes, och av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet beviljades.

Sammandrag av Geologiska Föreningens räkenskaper för år 1950

Debet

Balans till år 1950		
Reservfondens konto	15 031: 63	
Gåvomedels konto (till 10-årsregister)	2 416: 14	17 447: 77
Inkomster under år 1950		
Reservfondens konto, räntemedel	440: 91	
Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd, anslag för år 1950	12 600: —	
» » » , rest av anslag för år 1949	1 000: —	
Jernkontoret, tryckningsbidrag	1 000: —	
Ledamotsavgifter, årliga	5 173: 67	
» , ständiga	700: —	
Försäljning av Geol. Fören. Förhandl.	1 975: 80	
Annonser	200: —	
Tillfälliga tryckningsbidrag	288: —	
Portoersättningar	44: —	
Diverse	5: 40	
Gåvomedels konto, räntemedel	49: 78	23 477: 56
	Summa kronor	40 925: 33

Kredit

Utgifter under år 1950

A. Geologiska Föreningens Förhandlingar:		
Rest å tryckningskostnad för årg. 1949	1 882: 50	
Tryckning av årgång 1950	13 062: 49	
Illustrationer	2 671: 61	
Referatarvoden	284: 75	
Revue annuelle	196: —	
Distribution och försäljning	824: 70	
Expeditionskostnader	288: 95	
Arvoden för redaktion, distribution och bokföring	2 200: —	21 411: —
B. Övriga omkostnader (av medlemsavgifter):		
Föreningens sammanträden och representation	830: 07	
Brandförsäkring och kassafack	56: 70	886: 77
Balans till år 1951		
Reservfondens konto	15 731: 63	
Gåvomedels konto (till 10-årsregister)	2 465: 92	
Överföres till 1951 års löpande kassa	430: 01	18 627: 56
	Summa kronor	40 925: 33

Hr Gunnar Wennberg höll ett av kartor och ljusbilder belyst föredrag om Subglacial sedimentation. En uppsats över samma ämne kommer att ingå i ett följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr G. Lundqvist, Caldenius, Brotzen, Fromm och Wenner, fru Ebba Hult De Geer, hrr Ekström, Asklund, Sandegren och E. Norin samt föredraganden.

Hr G. Lundqvist ville yttra sig i största korthet, då säkert många önskade diskutera. Föredr. ansåg, att i Gävleområdet de nordostliga räfflorna äro äldre än de nordvästliga. Men på alla de hällar tal. sett i Kopparbergs län, ända upp till fjällen i NV, äro de ostliga yngst. Detta har vidimerats av E. Ljungner på en gemensam resa. (Senare tillägg: I tal:s fältdagbok för 31/7 1947 står dock om den av föredr. beskrivna hällen vid Rossen: »N om Sandviken väghäll med räfflor i N 20° V o. N 20° O. De förra äro i stort finare och flera, medan de O-liga äro grövre och fåtaliga. I vissa fall skära de V-liga över, i andra de O-liga. Även N—S sågs, de skar över de V-liga. Det ser alltså ut att vara föga tidsskillnad, snarare samtidighet systemen emellan. De O-liga fanns endast på en liten del av hällen.»)

De av föredr. demonstrerade bilderna — av de flesta har tal. egen fältkännedom — visa, att sediment underlagrar morän, men icke ens de meddelade mekaniska analyserna bevisa, att de äro subglacialt bildade. Den kontinuerliga övergången bör man ändå få, när isen går fram över och delvis plöjer upp ett sedimenttäcke. Den subglaciala tanken kan ha lokal betydelse men säkerligen icke regional.

Föredr.: Förnekandet av värdet i föredr:s med fotografier bestyrkta räffeliakttagelser från lokalerna Utsund resp. Rossen på geol. kartbl. Möklinta resp. Horndal är inget bevis för att iakttagelserna feltolkats, då föredr. dra-

git den slutsatsen, att de bottniska räfflorna från N 20—25° O härstädes äro äldre och att Dalaisens från N 10° V äro yngre. Vad beträffar föredr:s med fotografier bestyrkta åsikt, att sediment — även »varvlera» — kan avsättas subglacialt, hävdade L. endast, att han ej trodde därpå.[1]

Den skiss, föredr. som hastigast tecknade över hur föredr. tänkte sig varvleran avsatt i strömningslä i åstunnelns ojämna sidoväggar av is och morän, föranledde hr Lundqvist att framhålla, hur smältvattnet forsar fram i en glaciärälv eller -bäck under våra nutida glaciärer i fjällen. Parallelliseringen häremellan och en inlandsis mynnande i mer än 100 m djup vatten är ej övertygande.

Försöket att på dynamiskt-glaciologiska grunder (Demorest, Bull. Geol. Soc. Amer., 54, 1943, s. 367: extrusion flow; jfr Wennberg 1949, s. 152) sätta bottniska isens transgression och regression i Gävleområdet i samband med de varierande isräffelriktningarna därstädes och i Tammerforstrakten samt med Salpausselkäs girlandformiga upphängning, avfärdades med att man ju alltid kan utvälja lämpliga räffelriktningar och att Brenner (Fennia, 68, 1944) redan givit en förklaring till Salpausselkäs utformning. Föredr. hade dock icke utvalt några »passande» utan tvärtom dominerande räffelriktningar både i Gävle- och Tammerforstrakten.

Hr Caldenius hade med intresse följt föredr:s framställning av de konkurrerande isströmmarna och försöken att tolka de submoräna avlagringar, som demonstrerats såsom subglaciala bildningar, men ville framföra en allvarlig erinran mot att överföra de i Skånes supramarina terräng vunna erfarenheterna på förhållandena inom de submarina eller subakvatiska områdena. Innan föredr. för dessa områden lanserade en teori, som så helt underkände de gängse förklaringarna till de under MG liggande skiktade glacigena bildningarnas uppkomst, borde föredr. ha prövat, om de lagerföljder, som han nu ensidigt vill tillskriva en subglacial uppkomst, verkligen fordrade detta. Vid de av föredr. demonstrerade profilerna inom Gävleområdet hade föredr. sålunda helt bortsett från de stora förändringarna av de primära lagerföljderna och den primära glacigena topografien som följd av det för den postglaciala abrasionen så oskyddade läget, vilket just ger upphov till en sådan växellagring av varvig lera och dåligt sorterat eller helt osorterat material av mo, sand, grus, rullsten och block, som föredr:s fotografier visat. En närmare undersökning av de lokaler i Gävleområdet, där föredr. ansett sig ha funnit »morän» på skiktade bildningar, skulle helt säkert ådagalägga den rätta karaktären av det pålagrade materialet och ej lämna något tvivel om dess sekundära härkomst, vilken så tydligt tidigare kunnat påvisas av tal. för liknande situationer på andra platser i den öppet liggande Gävleterrängen (Geol. Fören. Förhandl., 61, 1939). Med föredr:s subglaciala tolkning voro vidare oförenliga de 20—30 årsvarven i den av »morän» täckta varviga leran, som sågs på en av föredr:s fotografier från åsen söder om Gävle.

[1] Föredr. vill i ett tillägg framhålla, att i föredraget särskilt användes ordet varvlera i st. f. beteckningen varvig lera för att därmed antyda den genetiska skiljaktigheten mellan subglacialt resp. extramarginalt avsatt, skiktad lera (jfr G. Wennberg, Medd. fr. Lunds Geol.-Min. Inst., N:o 114, 1949, s. 175). Föredr. har sålunda aldrig hävdat, att alla glacigena sediment äro subglacialt avsatta. Frågan gäller icke antingen — eller utan både — och.

(Senare tillägg: Då föredr. i ett av sina anföranden antytt, att han ansåge Bohusläns västsidesmoräner som subglacialt bildade, bör det framhållas, att de i regel bestå av bottenmorän. I de fall, där de uppträda i samband med randåsstråk, ha de emellertid en annan utbildning och genesis, vilken av mig närmare beskrivits i Geol. Fören. Förhandl., 72, 1950, s. 243—244, och utförligare kommer att behandlas i en under förberedelse varande uppsats.

Föredr:s påstående i en av sina slutrepliker, att han endast bemötts med en allmänt hållen kritik och ej med en dylik byggd på det bildmaterial, som visats från de av honom besökta lokalerna, må stå helt för hans egen räkning. För så vitt bilderna voro av sådan natur, att de kunde diskuteras, blev ohållbarheten av föredr:s tolkningar av lagerföljderna klarlagd genom mitt, E. De Geers, E. Fromms, G. Lundqvists och C. Wenners inlägg, vilka alla riktade sig mot föredr:s uppgifter från namngivna lokaler. Att sedan tystnadens slöja fick falla över de argument, föredr. presterade som försvar mot kritiken, borde ej behöva särskilt förtydligas.)

F ö r e d r .: Hr Caldenius ansåg som självklart, att växellagringen mellan morän och varvlera, såsom den framgick av visade fotografier från en längdskärning genom Möklintaåsens ostsida, uppkommit genom skred, varvid svallgrus och lera bildat det, som föredr. betecknade som morän. Denna morän (C:s »leriga svallgrus») innehåller endast kantiga stenar, och vidare hade för de begränsade störningarna i varvleran iakttagits följande strykningsriktningar: N 60°, 50°, 70° O med stupning mot NNV, N 65° O med stupning mot SSO och S 40° O med stupning mot NO. Alltså stupar icke någon störning i den riktning — N 70° O eller S 70° V — man skulle vänta sig vid ett skred eller en rutschning ut från åsen, som på lokalen i fråga har riktningen N 20° V—S 20° O.

Hr B r o t z e n : Hr Wennbergs föredrag ger stimulans till en omfattande diskussion, även för en icke specialiserad kvartärgeolog. Till de mera allmänna problemen hör exempelvis frågan, i vilken mån vissa moräner visa petrografiska övergångar till därunder liggande bergarter. Föredr. visade en profil från Grevie, där enligt hans mening moränen och därunder liggande skiktade sediment skulle ha bildats under isen. Kornfraktionsdiagram av denna profil visade en jämn övergång mellan de sedimentära lagren och de undre delarna av den överliggande moränen. Att draga vittgående slutsatser av dessa förhållanden är ganska vågat. I allmänhet anpassar sig moränens undre del petrografiskt till de underliggande bergarterna. I de flesta fall visa sig vid borrningar i Skåne svårigheter att draga gränsen mellan moränen och berggrunden. I Grevieprofilen är det naturligt, att den undre delen av moränen har samma karaktär som underliggande sediment, emedan moränen upptog stora delar av sedimentet.

Ett annat problem är frågan om vilket samband som existerar mellan moränens blockmaterial och räfflornas riktning. I flera fall kan väl isen upptaga äldre blocktransporter, och endast under vissa omständigheter kan blockkaraktären sättas i direkt samband med räffelriktningen.

Föredr. visade en bild av varvig lera inlagrad i åssediment och ville förklara sådana bildningar genom sedimentation av subglaciala åsbildningar. Det första intrycket av den förevisade fotografien leder tanken till de väl-

bekanta bilderna av frusna skollor av berggrunden, inbäddade i morän och åsbildningar. Sådana skollor av löst material äro i Tyskland mycket vanligare än i Sverige. I de observerade och publicerade fallen handlar det ofta om mycket lösa bergarter, som t. o. m. under långa moräntransporter icke ändrat sin struktur och lagerföljd. På så sätt kunna redan de vid isranden bildade sedimenten vid en mindre framstöt av isen upptagas som skollor, transporteras i fruset tillstånd och sedan sedimenteras i en helt ny omgivning. En tydning av den demonstrerade förekomsten från denna utgångspunkt skulle vara mer sannolik än antagandet av en bildning av varvig lera mellan isen och berggrunden. I övrigt kunde sådana förhållanden, som föredr. antar, existera endast vid stillestandsläge eller vid isens avsmältning och blott i omedelbar närhet av själva isranden. Därmed faller den subglaciala sedimentationen inom väl bekanta fenomen.

Hr F r o m m anförde beträffande den av föredr. beskrivna lagerföljden med morän överlagrande glacifluvialt grus vid Skogskärr i Tornedalen, att kontakten mellan morän och grus i stor utsträckning är knivskarp. Moränen är, såsom framgår av riktningsstatistik på långsmala stenar, avlagrad i samband med den yngsta isrörelsen i området, fran väster. Gruset ansluter sig till en serie submoräna grusförekomster i Tornedalen, vilka synas snarast sammanhöra med den äldre isrörelsen från NNV. På finskt håll ha dessa bildningar t. o. m. tolkats som grus, avsatt framför den framryckande sista nedisningens front (Aurola: Bull. Comm. géol. Finl., N:o 144, 1949). Tal. fann inga avgörande argument för subglacial bildning av dessa vanliga »oscillationslagerföljder» i östligaste Norrbotten. Föreliggande fakta talade snarare för en verklig oscillation.

För den inom ett västligare bälte av Norrbottens kustland karakteristiska Kalixpinnmon finge man däremot som en alternativ tolkning diskutera en subglacial bildning. Härför talade den intima blandningen av sediment- och moränmaterial, vilken i många fall svårligen kan ha uppkommit genom senare inblandning av morän i sediment, och de vanliga övergångsformerna mellan normal morän och typiska sediment. I så fall får man tänka sig sedimentation i vatten med öppen förbindelse till det senglaciala havet under en delvis flytande shelfis. I Kalixpinnmon har nämligen, liksom i motsvarande moräntyper invid Gamla Karleby i Finland, påträffats sparsamma spår av den typiska senglaciala diatomacéfloran med dominerande sötvattensformer och ett inslag av vissa marina element. (Senare tillägg: Hittills tillgängliga uppgifter göra det mindre sannolikt, att diatomacéerna skulle vara sekundärt inlagrade.)

F ö r e d r.: Hr Fromm ansåg sig med en skiss vederlägga föredr:s med fotografier styrkta påstående, att de grusiga och sandiga, ostörda sedimenten under moränen vid Nikkala och Niva i Norrbotten voro subglacialt avsatta. Föredr. hävdar, att en på nytt framstötande is icke kan undgå att submoränt helt störa den ursprungliga lagringen. Detta argument gäller även Kalixpinnmons sub- och inglaciala utformning. En normalt avsmältande isfront med marginal och extramarginal sedimentation borde ha givit oss den vanliga serien av grövre och finare sediment i deltan samt rullstensåsar. Detta material borde återfinnas inbakat i den morän, som bildades vid den alternativt antagna, nya isframstöten, och vid den därefter följande isavsmältningen skulle en ny sedimentserie ha utbildats.

Hr Wenner: Jag tror, att vi ha lättare att förstå föredr., om vi dela upp hans s. k. subglaciala sediment dels i vad som hittills gällt som subglaciala sediment, dels i något annat, som avsatts utanför landisen eller under en ismassa flytande på vatten.

Till de subglaciala sedimenten höra sådana glacifluviala grus- och sandlager, som avlagrats i öppningar mellan landis och bergbranter, exempelvis i Viskadalen och i Göta älvs dalgång, där glacifluvialt material ganska ofta överlagras eller mellanlagras av moränbäddar och där övergångsformer mellan morän och glacifluvialt material förekomma. Jag vill ifrågasätta, om icke det av föredr. nämnda men ej närmare beskrivna s. k. subglaciala deltat vid Grevie kan tillhöra en liknande sedimentationsmiljö. Det är typiskt för de av mig åsyftade glacifluviala avlagringarna, att de uppstått intill branta dalsidor och ofta i topografiskt skyddade lägen. Glacifluvialt grus markerar icke alltid isranden, lika litet som ett moränlager på grus eller sand behöver bevisa en oscillation av landisen.

Föredr. ville också räkna åsar till de subglaciala sedimenten, vilket bl. a. må gälla Mannerfelts slukåsar och åsar enligt Gerard De Geers klassiska åsteori, om den senare åstypen kallas marginalt subglacial. I olika delar av Södermanland har jag funnit moränbäddar på glacifluviala ryggar, vilket talar för subglacial sedimentation åtminstone under vissa förhållanden. Som exempel vill jag nämna Fållnäsvikens stränder, där glacifluviala avlagringar av sand och grus finnas dels utmed vissa bergryggar med längdutsträckning i isrörelsens riktning, dels söder om ryggarna som svansar av grus och sand med diskordanser mellan »packar» av skikt. I några fall täckas dessa grus- och sandsvansar av metermäktiga moränbäddar och varvig lera. Jag tänker mig, att landisen vid avsmältningen icke omedelbart anslutit mot underlaget, sedan en bergrygg överskridits. Härigenom ha välvda rum uppstått under isen samt söder om bergryggarna, och i dessa rum ha smältvattenflöden avlagrat material.

Vad Gävleområdet beträffar, var föredr:s framställning om den bottniska ismassan av stort intresse. Några säkra moränöverlagringar på glacifluviala sediment har föredr. emellertid icke företett, i varje fall ej morän på finkorniga sediment i orubbat läge och med nämnvärd utbredning. [Senare tillägg: I detta sammanhang vill jag icke underlåta att nämna, att enstaka lerskikt verkligen kunna anträffas i morän. Vid grundläggningen för cementugnarna i Stora Vika påträffades under den varviga lagerföljden och c:a 1 m under bottenmoränens yta ett skikt av fet, stålgrå lera. Detta skikt, som var drygt 1 cm tjockt och helt inlagrat i vanligt moränmaterial, sträckte sig över större delen av en schaktgropsbotten (c:a 5 × 6 m) och var endast delvis och föga deformerat av isrörelser. Lerskiktet påträffades c:a 100 m från en moräntäckt grussvans av nyss nämnd typ, men mellan lerskiktslokalen och gruskullen funnos inga sammanbindande skikt av upptagna provgropar att döma. Jag tolkade lerskiktet som subglacial sedimentation under speciella yttre betingelser, ehuru andra förklaringar också kunna tänkas.]

I fråga om föredr:s framställning av Kalixpinnmon önskar jag framhålla, att det icke är så lätt att i enstaka profiler urskilja isrörelsens riktning. Det är ej heller befogat att draga vittgående slutsatser om utformningen av enstaka skikts utbildning. Under flera år har jag haft tillfälle att följa schaktningsarbeten på Svartön utanför Luleå i samband med Norrbottens Järnverks utbyggnad, varigenom hundratals meter långa skärningar genom Ka-

lixpinnmo blottats. På Svartön föreligger en tiotalet meter mäktig lagerpacke, som särskilt i övre delen är deformerad av landisrörelser från N och NNV. Överst och med olika övergångsformer till sediment ligger ofta en moränbädd, som på grund av materialets ringa porositet och stora fasthet väl får rubriceras som bottenmorän. Moränmaterialet kan likna sedimentet i fråga om kornstorlek. Sedimentets skiktning är ofta helt utplånad och blockhalt förekommer. Det förefaller, som om sedimentet under moränen vore en glacifluvial avlagring. Strömmen har kommit från väster. Huvuddelen av sedimentet består av grovmo och mellansand. Däröver påträffas ofta en bädd av finare mo. Närmast moränbädden förekomma stundom grovsandiga och grusiga skikt. På vissa platser har sedimentet en påfallande hög stenhalt. Förekomsten av stenar kan förklaras av att avlagringen skett under en på vattnet framflytande ismassa, varifrån stenmaterial fallit ned. Avlagringen är då ej subglacial, utan jag föreslår termen infraglacial. Ismassan har under avlagringens gång nått allt djupare och har till sist kommit att vila på sedimenten. I dylikt stadium ha flöden samlats till vissa banor, där stråk av grov sand avlagrats. Dessa avlagringar kunna kallas subglaciala.

Ett märkligt drag i Kalixpinnmons utbildning finner jag vara moränbäddens och de underlagrande sedimentens stora fasthet. I detta avseende skiljer sig Kalixpinnmon från många andra s. k. oscillations- eller sedimentmoräner i norra Sverige. Vid utförda provbelastningar på moigt-sandigt material har brottgränsen nåtts först efter mer än 10 kg belastning per cm². Detta talar för att sedimenten komprimerats av en landismassa med betydande mäktighet. [Senare tillägg: Eftersom den fasta lagerföljden finns på stora delar av Svartön, kan det icke ha varit fråga om någon liten oscillation. Det deformerande och komprimerande istrycket har kommit från norr, vilket i detta kustavsnitt (enligt Fromms undersökning av räfflor) är i överensstämmelse med den yngsta isrörelsens riktning.]

F ö r e d r.: Hr Wenners påstående, att sedimentens moränöverlagring vid Grevie sannolikt var en följd av en isoscillation jämförlig med den i Bohuslän, har ej något stöd i fältiakttagelserna. Föredr:s vidare utbyggnad av Hesslands tanke, att de bohuslänska lämoränerna äro utbildade genom medverkan av sub- och inglacialt smältvatten, stödjes däremot av det samband, som synes råda mellan skärtrågens maximala, enligt föredr. senglaciala utformning i mellersta Bohusläns kusttrakter och Skagerackdjupet. Då ismassan i Skagerackdjupet ännu var 800—1 000 m mäktig, började den lätta från underlaget. Den förhållandevis långa tid, som åtgick för denna ismassas bortsmältning, var villkoret för skärtrågens utformning genom subglacialt smältvatten, och den av ismassan förorsakade smältvattenuppdämningen gav möjlighet till moränens subglaciala omlagring till extremt moiga, skiktade sediment.

Hr W e n n e r: Jag har aldrig uttalat mig om isoscillation i Bohuslän eller i Grevie.

Fru E b b a H u l t D e G e e r ville rörande varvserien med de oregelbundet intermittenta gruslinserna påminna om att Gerard De Geer i Geochronologia Suecica (fig. 38, s. 153, foto E. H. De Geer 1930) visar en helt analog avlagring från samma trakt, kanske rent av samma åskulle, vid Åbyfors,

6 km SV om Gävle. Linserna voro här av rullstensgrus; om de ibland bestå av moränmaterial, kan detta tänkas härröra från kringflytande drivisstycken, vare sig dessa under sin smältning råkat sjunka ned direkt på lerbottnen eller på den branta åssidan och sedan deltagit i ett ras. Den angränsande, höga åsryggen var här mycket brant, och smärre ras torde lätt kunnat förekomma, på bägge lokalerna med några års mellanrum, enligt De Geers tolkning kanske som följd av att vågrörelsen vid särskilt starka orkaner nådde med en svag avtoning ända ned till åsytan, måhända genom rörelser vid landhöjningen (smärre jordskalv) eller kanske blott på grund av sin tyngd.

Beträffande själva lerbädden var denna vid Åbyfors ingen lins, utan den låg orubbad in situ. De Geer ansåg, att leravsättningen hela tiden fortgått normalt utan någon nämnvärd störning genom dessa relativt milda vattenras, vilka ju, vart och ett, endast kunnat pågå högst några minuter. Varven ligga i det hela planparallellt och äga nedtill (enligt lersleven som skala, fig. 38) en mäktighet av 5 eller 6 cm, medan de uppåt gradvis avtaga. Alldeles detsamma är förhållandet med den lerbädd, som av föredr. demonstrerades. I bägge fallen uppvisar lerbädden en oavbruten uttunning av en serie tydliga distalvarv och utgör alltså i sin helhet en typisk recessionsfacies, vilken ej är att förväxla med de danska så kallade dygnsvarven. Såvitt tal. har sig bekant, utgöra dessa senare underavdelningar av tjocka proximalvarv, där årets rytm i större skala tydligt markeras av ett brett, lerigt vinterskikt.

Lerans recessionsfacies bekräftas i denna trakt av rullstensåsarnas smala strängar, som tydligt ange mynningsvalvets och israndens ständiga bortvikande. Dessa åsryggar sakna den anhopning i bredare kullar, som ett stationärt israndsläge brukar åstadkomma.

Under förutsättning att leran ligger ostörd, skulle man på en förstorad, god fotografi av en väl jämnad skärning kunna försöka ett litet geokronologiskt experiment genom att — bortelimínerande gruslinserna — uppmäta hela varvserien och jämföra diagrammen med sådana från angränsande varvlokaler, framför allt nordligare belägna. Genom sådan komparativ varvanalys är det åtminstone teoretiskt tänkbart, att man kunde utläsa under vilka år av tidskalan, som varvserien bildats och var isranden hade sitt läge, då såväl de undre som de övre varven avsattes, eller hur många mils recession en sådan lerbädd representerar, samt hela företeelsens årsdatering, av betydelse ur såväl glacialgeografisk som ur varvteknisk synpunkt.

(Se även Geochronologia Suecica, pl. 68, pl. 50 och s. 136—138; Geol. Fören. Förhandl., 60, s. 239 o. f.)

Hr Asklund berörde frågan om den kritkalkrika Greviemoränens karaktär och erinrade om sina iakttagelser från platsen gjorda år 1928 (Geol. Fören. Förhandl., 50, 1928, s. 802 o. f.). Tal. menade, att kritkalken i moränen vid Grevie möjligen kunde vara rent lokal, från undergrunden, och ej endast komma från Båstadsområdet.

Beträffande frågan om de gotiglaciala »sedimenterade» lämoränerna på Västkusten framhöll tal., att en flytande shelfis, som med nödvändighet måste antagas ha existerat på den djupa Skagerackkusten utanför Bohuslän, helt naturligt bör ha givit upphov till dylika och är förklaringen till därvarande moräners i stor utsträckning utpräglade fattigdom på lerfraktionen, samtidigt som det grövre materialet bibehållit sin kantighet.

Hr Sandegren hade med stort intresse åhört såväl föredraget som diskussionen. En hel del skulle nog ytterligare kunna invändas mot vissa av föredr:s åskådningar, men på grund av den långt framskridna tiden ville tal. endast vidröra en detalj. Föredr. vill tolka Gävletraktens långa, markerade, NNV—SSO-riktade moränryggar som radialmoräner. L. von Post har tidigare samtalsvis givit uttryck åt samma tanke, medan tal. uppfattat dem som ändmoräner. Radialmoräner ha ju liksom drumlins bildats genom anhopning av moränmaterial i form av mjukt välvda åsar eller kullar utsträckta i isens rörelseriktning. Gävletraktens moränryggar karakteriseras av sin oftast skarpa ryggform och storblockiga yta samt av att västsidan äger brantare lutning och större rikedom på stora block än östsidan. Dessutom förete ryggarna i fråga ett i planet slingrande förlopp, i det att mot V utskjutande lober omväxla med mer eller mindre skarpa inbuktningar, och i profil visar deras krön i längsriktningen en upprepad växling mellan högt uppstickande kullar och lägre partier. Vidare är avståndet mellan de olika ryggarna ofta endast ett eller annat hundratal meter. Dessa former synas tal. oförenliga med en tolkning av ryggarnas uppkomst såsom radialmoräner under ett rörligt istäcke.

Föredr.: Enligt hr Sandegren kunde de i NNV—SSO utsträckta moränryggarna i Gävleområdet ej vara radialmoräner, enär ryggarnas längdprofil var mycket ojämn. Föreställningen om moränmaterialets anhopning i »ryggar» i den resulterande (mellan Dalais och bottnisk is) isrörelsens riktning gav enligt föredr. möjlighet till utbildning av terrängformer, som ej kunna inordnas bland de vedertagna begreppen ändmoräner, drumlins och åsar. Vid två konvergerande isströmmars olikformade avsmältning — ett glaciologiskt faktum — uppstod med säkerhet terrängformer, som ej uppmärksammats, då alla kvartärgeologiska terrängiakttagelser hitintills endast ställts i samband med en bestämd isrörelse.

Ett av ovan refererade diskussion föranlett senare inlägg av föredr. återfinnes i detta häfte under rubriken Anmälanden och kritiker (s. 316).

Mötet den 5 april 1951

Närvarande 65 personer.

Ordföranden, hr E. Norin, öppnade mötet.

Till nya ledamöter av Föreningen hade styrelsen invalt:
Fil. lic. Erik Högberg, Höganäs, föreslagen av hr W. Larsson,
Civilingenjör Göte Lindskog, Johanneshov, föreslagen av hr Odenstad,

Fil. lic. Lennart Silfverberg, Stockholm, föreslagen av hr Assarsson, och

Ingenjör Oleg Wager, Bromma, föreslagen av hr Asklund.

Till tryckning i Förhandlingarna hade styrelsen antagit följande arbeten:

C. Caldenius: Några geokronologiska profiler i Viskadalen.

H. J. Koark: Zur tektonisch-petrographischen Analyse der Kalkbrüche bei Burträsk in Västerbotten.

S. Landergren: Ett dubbelt centrifugrör för kvantitativa mineralseparationer.

P. H. Lundegårdh: Petrology of the Onsala peninsula south of Gothenburg in Western Sweden.

G. Lundqvist: En palsmyr sydost om Kebnekaise.

J. Lundqvist: En kolförande morän i Falköping.

M. Markgren: On Ice-Age stages in S. Lapland, especially in the valley of Lake Malgomaj and Lake Kultsjön.

I. och J. Terasmäe: Om sedimentationens beroende av landisens bottenrörelser.

H. Tullström: En förekomst av kritmorän på Hallandsås.

C.-G. Wenner: Data on Swedish landslides.

—: Två nya borrtyper för fasta jordlager.

Då första torsdagen i maj är helgdag, skulle nästa ordinarie möte hållas torsdagen den 10 maj med föredrag av hr B. Asklund över ett fjällgeologiskt ämne.

Ordföranden meddelade beträffande möjligheterna att fullfölja det tidigare påbörjade planerandet av en INQUA-kongress i Sverige, att, med hänsyn till de nu ökade svårigheterna att i tillräcklig utsträckning frigöra kvartärgeologer för det erforderliga förberedande arbetet och då ingen kunnat åtaga sig det krävande uppdraget som generalsekreterare, det ansetts f. n. ej möjligt att anordna en kongress av ifrågavarande omfattning och att därför den kommitté, som omhänderhaft de förberedande sonderingarna i denna fråga, ansetts böra upplösas.

Hr Hjelmqvist höll ett av ljusbilder, delvis i färg, belyst föredrag om Reseintryck från de Lipariska öarna. I anslutning till föredraget visades en färgfilm från resan. En uppsats över samma ämne skall ingå i ett kommande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr von Eckermann och Asklund samt föredraganden.

Hr Asklund observerade på grundval av föredr:s intressanta framställning, att man tydligen kunde i stort utläsa en succession i fråga om de olika lavabergarternas framträngande, så att t. ex. Monte S:t Angelo, den centrala vulkanen på Lipari, begynt en ny verksamhetsperiod med explosionsartade utbrott av andesitiska bergarter. Utvecklingen har inom hela det skildrade området förskjutits över i dacitiska, trakytiska och liparitiska lavor samt avslutats med alkalina basiska differentiat. En sådan utveckling syntes i allmänhet motsvara differentiationsförloppet även inom mera djupvulkaniska områden.

Hr v. Eckermann fäste uppmärksamheten på den ovanligt låga vattenhalten och oxidationsgraden hos obsidianen i jämförelse med lipariten i de anförda analyserna.

Geologgnytt

Professor Harry von Eckermann, Sparreholm, kommer den 10 maj 1951 att promoveras till filosofie hedersdoktor vid Oslo Universitet.

Till innehavare av en personlig e. o. professur i mineralkemi vid Helsingfors universitet har den 22 december 1950 utnämnts docenten fil. dr Kalervo Rankama, Helsingfors.

Till museiföreståndare vid Sveriges Geologiska Undersökning från 1 april 1951 har utnämnts extra statsgeologen dr. sc. nat. Fritz Brotzen, Stockholm.

Till statsgeolog vid Sveriges Geologiska Undersökning från 1 juni 1951 har utnämnts e. o. geologen fil. dr Walter Larsson, Stockholm.

Biträdande läraren i geografi vid Lunds universitet, lektorn vid folkskoleseminariet i Karlstad, fil. dr Olof Ängeby har förordnats till docent i geografi, särskilt naturgeografi, vid universitetet i Lund.

Kungl. Fysiografiska Sällskapet i Lund har till nya svenska ledamöter invalt bl. a. professorerna Rudolf Florin och Percy Quensel samt fil. dr A. H. Westergård, Stockholm, och till utländsk ledamot bl. a. professor Arne Noe-Nygaard, Köpenhamn.

Professorn i geologi, särskilt historisk geologi, vid Uppsala universitet Per Thorslund installerades i sitt ämbete lördagen den 14 april 1951. Hans installationsföreläsning behandlade de svenska fjällens byggnad.

Fil. dr G. Erdtman, Bromma, har utsetts till ordförande i International Commission on Palynology (ansluten till International Union of Biological Sciences).

Till sakkunniga för tillsättande av professuren i geologi, särskilt petrografi och mineralogi, vid Lunds universitet ha utsetts professorerna T. F. W. Barth, Oslo, A. Hadding, Lund, och N. H. Magnusson, Stockholm. Sökande äro statsgeologen fil. dr S. Hjelmqvist, Stockholm, och laboratorieföreståndaren fil. dr R. Norin, Höganäs.

Till sakkunniga för tillsättande av laboratorsbefattningen i kvartärgeologi vid Uppsala universitet ha utsetts statsgeologen fil. dr B. Asklund, Stockholm, statsgeologen Dr. phil. Joh. Iversen, Köpenhamn, och prof. M. Sauramo, Helsingfors. Sökande äro docenterna S. Florin, Stockholm, I. Hessland, Uppsala, och C.-G. Wenner, Stockholm.

Zornstipendiet har av Sverige-Amerika-stiftelsen tilldelats docent I. Hessland, Uppsala, för studium av ostrakoderna i Sveriges ordoviciska lager och deras släktskap med ordoviciska faunor i Nordamerika.

Vetenskapsakademien har från Hierta-Retzius' stipendiefond bl. a. tilldelat fil. lic. M. Fries, Uppsala, 700 kr. för en pollenanalytisk undersökning av vegetations- och kulturutvecklingen på Falbygden.

Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi har utdelat bl. a. följande anslag: Ur Palanderfonden till docent G. Hoppe, Uppsala, 1 980 kr. för fortsatta moränstudier: ur Andréefonden till fil. kand. E. Bergström, Stockholm, 3 200 kr. för galciologiska undersökningar inom de svenska fjälltrakterna, amanuens C.-G. Holdar, Stockholm, 2 000 kr. för fortsatta kvartärgeologiska undersökningar, fil. lic. H. Johansson, Stockholm, 1 800 kr. för kompletterande undersökningar inom Kebnekaiseområdet, fil. kand. E. Ljunggren, Stockholm, 1 000 kr. för fortsatta kvartärgeologiska undersökningar, docent C.-G. Wenner, Stockholm, 1 000 kr. för slutförandet av utredning om Siljan-bäckenets postglaciala utveckling och docent O. Ängeby, Lund, 500 kr. för geologiska undersökningar i Norge.

Statens naturvetenskapliga forskningsråd har utdelat anslag för publiceringsändamål till bl. a. prof. G. Troedsson, Lund, 8 000 kr. för tryckning av arbetet: »On the Höganäs Series of Sweden».

För främjande av naturvetenskaplig forskning ha bl. a. följande anslag utdelats: Institutionen för systematisk botanik, Uppsala, 5 000 kr. för fortsatt arbete med att färdigställa återstående delar av en svensk-finsk diatomacéflora, fil. dr E. Jarvik, Stockholm, 5 200 kr. för att fullfölja en slipsnittserie av *Eusthenopteron* och fil. stud. T. Tjernvik, Uppsala, 1 500 kr. för studium av sedimentationen i Närkes underordovicium med hjälp av kemiska analyser och slipsnitt av bergartsprov för att mäta kornstorleken.

Kungl. Fysiografiska Sällskapet i Lund har ur anslaget till studier av Kullabergs natur tilldelat bl. a. amanuens P. Forsell, Lund, 700 kr. för petrografisk undersökning av Kullens amfiboliter och fil. lic. S. Behrens, Lund, 1 200 kr. för studier av berggrundens sammansättning och tektonik.

Sveriges Geologiska Undersöknings fältarbeten 1951

Statsgeologen R. Sandegren rekognoscerar och reviderar på kartbladet Särö.

Statsgeologen G. Lundqvist fortsätter nyrekognosceringen på kartbladet Västerås. Extrageologer: G. Eriksson, C.-F. Glimberg, R. Nilsson och J. Offerberg.

Statsgeologen B. Asklund utför undersökningar över stenindustriellt användbara bergarter samt över berggrund i Jämtland.

Statsgeologen G. Ekström reviderar på agrogeologiska kartblad i sydvästra Skåne.

Statsgeologen O. Ödman leder malmletning och berggrundsrekognoscering inom Norrbottens läns urbergsområde. Extrageologer: R. Frietsch, J. Lundqvist och E. Åhman.

Statsgeologen S. Hjelmqvist fortsätter rekognosceringen för översiktskarta över berggrunden inom Kopparbergs län. Extrageologer: B. Collini, P. Ljunggren och H. Sarap.

Statsgeologen C. Caldenius rekognoscerar å bladet Falkenberg och leder erosionsundersökningar inom uppdämningsbäcken i norrländska älvdalar. Extrageologer: R. Borell, J. Offerberg, H. Tullström och J. Öster.

Statsgeologen O. Kulling leder berggrundsrekognoscering och malmletning inom Norrbottens läns fjälltrakter samt utför geokronologiska undersökningar inom Mälardalen. Extrageologer: B. Arenvall, G. Bexell och P. Forsell.

Museiföreståndaren F. Brotzen leder undersökningarna efter salt och olja i Skåne. Extrageolog: B. Dahlman.

Geologen W. Larsson reviderar berggrundskartering på kartbladen Laholm och Levene samt övervakar sådan på kartbladen Falkenberg och Herrljunga.

Geologen E. Mohrén rekognoscerar på kartbladen Herrljunga och Levene. Extrageologer: A. Klementsson och E. Olausson.

Geologen E. Fromm leder jordartskarteringen i Norrbottens län. Extrageologer: B. Järnefors, Mabel Lindblom, Y. Lundberg, J. Lundqvist, H. Nordenskjöld, Gunlög Norin och N. E. Ross.

Geologen P. H. Lundegårdh rekognoscerar och övervakar berggrundskartering på kartbladen Särö, Uppsala och Västerås. Extrageologer: L. Bergström, J. Lundqvist (Särö), A. Strömberg och G. Stålhös.

Gruvingenjör A. Barkenberg omhänderhar de tekniska uppgifterna i Undersökningens malmletningsarbeten.

Assistenten S. Werner leder de geofysiska malmletningarna. Bitr. geofysiker: S.-E. Petersson.

Geologen G. Kautsky utför malmletning och berggrundskartering inom Västerbottens och Jämtlands läns fjälltrakter.

Geologen T. Eriksson deltager i malmletning och berggrundskartering inom Norrbottens län.

Assistenten C. Larsson utför torvgeologiska undersökningar.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

N:o 189 Falun av O. Kulling och S. Hjelmqvist 1948 4,00
» 190 Söderfors av R. Sandegren och B. Asklund 1948 4,00
» 191 Untra av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh 1949 4,00

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar.

N:o 1 Hardeberga av G. Ekström 1947 4,00

Ser. C.

Årsbok 43 (1949)

N:o 503 Kulling, O., Spår av Varangeristiden i Norrbotten. Eokambriska varvskiffrar och tilliter i Norrbottensfjällens östra rand, i nordligaste Sverige. Summary: Traces of the Varanger ice age in the Caledonides of Norrbotten, Northern Sweden. 1951 2,00
» 504 Björsjö, N., Israndstudier i södra Bohuslän. Med 2 kartplanscher. Summary: Studies of marginal deposits and of ice borders in South Bohuslän. 1949 5,00
» 505 Brotzen, F., De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. Del 2: Undre kritan och trias. Med 1 plansch. Summary: The geological results from the deep-borings at Höllviken. Part 2. Lower Cretaceous and Trias. 1950 2,00
» 506 Lundblad, Britta, De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. Del 3: Microbotanical studies of cores from Höllviken, Scania. With 2 plates. 1949 1,00
» 507 Lundblad, Britta, De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. Del 4: On the presence of *Lepidopteris* in cores from »Höllviken II.» With 1 plate. 1949 1,00
» 509 Koczy, F. F., The thorium content of the Cambrian alum shales of Sweden. 1949 1,00
» 510 Thorslund, P., Notes on *Kootenia* sp. n. and associated *Paradoxides* species from the lower Middle Cambrian of Jemtland, Sweden. With 1 plate. 1949 1,00
» 511 Westergård, A. H., Non-Agnostidean trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. 2. With 8 plates. 1950 3,00
» 512 Hjelmqvist, S., The titaniferous iron-ore deposit of Taberg in the South of Sweden. With 1 plate. 1950 3,00
» 513 Lundegårdh, P. H., Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. 1949 2,00
» 514 Geijer, P., The Rektor ore body at Kiruna. With 1 plate. 1950 . . 1,00

Årsbok 44 (1950)

N:o 516 Ödman, O. H., Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, North Sweden. Part 2: Mineralogical notes. 1950 1,00
» 517 Asklund, B., Kosteröarna, ett nyckelområde för västra Sveriges prekambriska geologi. Med 2 tavlor. Summary: The Koster Isles, a key area for the pre-Cambrian geology of Western Sweden. 1950 . . . 4,00

Ser. Ba.

N:o 14 Jordartskarta över södra och mellersta Sverige. Efter de geologiska kartbladen 1 : 400 000. sammandragen vid S. G. U. av K. E. Sahlström.
Mellersta bladet, tryckt 1947 10,00
Södra bladet, tryckt 1948 10,00
Norra bladet, tryckt 1949 10,00

Ser. Ca.

N:o 36 von Eckermann, H., The alkaline district of Alnö Island (Alnö alkalina område). With 60 plates. 1948 10,00

Rapporter och meddelanden i stencil.

2. Sveriges lodade sjöar. Sammanställning av K. E. Sahlström 1945 . . 3,00
3. Rapport över manganmalmsletningen i Jokkmokks socken 1940—48 av O. H. Ödman. Med 4 kartor 4,00

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt. Stockholm 1.

Uppsökning och undersökning av

JÄRNMALMS FYNDIGHETER

SAMT FYNDIGHETER AV ANDRA SLAG

Vi utföra

geologisk, magnetisk, elektrisk, gravimetrisk

och seismisk prospektering

AKTIEBOLAGET

ELEKTRISK MALMLETNING

STOCKHOLM

KUNGSGATAN 44 · TELEFON: 23 33 80